

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DE SIMULATIONS DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU
CLIMAT (MRCC5) AU-DESSUS DE L'ATLANTIQUE NORD

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

PIERRE DUTRIEUX

FÉVRIER 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mes codirecteurs de recherche, le Prof. Dr. René LAPRISE et le Dr. Philippe LUCAS-PICHER, pour leur appui scientifique, commentaires pertinents et conseils avisés tout au long de cette étude.

J'aimerais également remercier fortement Mme Katja WINGER pour son support et expertise informatiques, sa disponibilité et sa patience.

Enfin, je remercie le Centre ESCER (Étude et Simulation du Climat à l'Échelle Régionale) ainsi que le programme canadien MEOPAR (*Marine Environmental Observation, Prediction and Response*) qui, par leur soutien pédagogique et financier, m'ont permis de me focaliser pleinement sur ce projet de recherche et le mener à bon terme.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	V
LISTE DES TABLEAUX.....	XI
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	XII
LISTE DES SYMBOLES	XIV
RÉSUMÉ.....	XVI
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I	
1.1 Contexte scientifique.....	5
1.2 Définition et avantages d'un MRC	6
1.3 Mise à l'Échelle Dynamique (MED)	9
1.4 Modèle à aire limitée.....	13
1.4.1 Contraintes liées au MRC	13
1.4.2 Conditions aux frontières	15
CHAPITRE II	
2.1 Évaluation du MRCC5.....	19
2.2 Outils	20
2.2.1 Réanalyses & observations.....	20
2.2.2 Le MRCC5	20
2.2.3 Outils statistiques	21
2.2.4 Variabilité transitoire de la température σ_T	23
2.2.5 Variabilité transitoire du vent σ_{vh}	24
2.3 Méthodologie	25
2.3.1 Domaines.....	25
2.3.2 Régions d'intérêt	29
2.3.3 Variables étudiées	30

2.3.4 Valeur ajoutée	33
CHAPITRE III	
3.1 Analyse des résultats	36
3.1.1 Moyenne saisonnière multi-annuelle du domaine 1 (1996-2005).....	36
3.1.2 Comparaison des moyennes saisonnières entre les trois domaines.....	44
3.1.3 Variabilité transitoire multi-annuelle du domaine 1 (1996-2005)	57
3.1.4 Distribution saisonnière multi-annuelle	72
3.1.5 Cycle annuel moyen	80
CHAPITRE IV	
RÉSUMÉ ET CONCLUSION.....	86
ANNEXE A	91
ANNEXE B.....	92
ANNEXE C.....	93
ANNEXE D	94
ANNEXE E.....	95
ANNEXE F	98
RÉFÉRENCES.....	100

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 1.1 Grille typique d'un LAM au-dessus de l'Amérique du Nord.....	7
Figure 1.2 Les détails de petites échelles sont mieux captés avec une résolution horizontale plus fine a) $\Delta x = 25$ km, qu'avec une résolution plus grossière b) $\Delta x = 83$ km. Précipitation moyenne journalière (mm/jour) au 22 janvier 2000 pour les deux figures.....	11
Figure 1.3 Modélisation du changement des chutes de neige dans la région des Grands Lacs pour la période 2050-2060 (en comparaison avec la période 1979-2001). Cas d'un MCG a) sans MED et b) avec MED. Les deux simulations projettent une baisse des chutes de neige, mais la MED atténue cette diminution avec d'importantes variations spatiales, notamment dans les régions adjacentes aux lacs (« <i>lake effect snow</i> »). (crédit image : J. Gula, W. R. Peltier, J. Clim. 25, 7723, 2012).....	11
Figure 1.4 Quelques-uns des domaines de modèle régional de climat utilisés par CORDEX (crédit image : http://www.cordex.org/ , consulté le 8 juin 2015)	12
Figure 1.5 Domaine libre entouré par les zones tampon et de pilotage. Les couleurs représentent la topographie (m).	17
Figure 2.1 Représentation en vue a) hémisphérique et b) planétaire du premier domaine étudié. Les zones tampon et de pilotage sont incluses ainsi que l'équateur de la grille en trait rouge.....	26
Figure 2.2 Représentation en vue a) hémisphérique et b) planétaire du second domaine étudié. Les zones tampon et de pilotage sont incluses ainsi que l'équateur de la grille en trait rouge.....	28
Figure 2.3 Points géographiques retenus pour évaluer les simulations	29
Figure 2.4 Points de grille du modèle pour (a & b) Halifax, (c & d) St. John's et (e & f) Atlantique sur le domaine 2_0.44 (<i>gauche</i>) et le domaine 2_0.22 (<i>droite</i>). Pour chaque point de grille, le chiffre supérieur indique la fraction de terre (%) dans la cellule considérée, le chiffre inférieur les coordonnées (n_i, n_j) du point dans le modèle.	31

- Figure 3.1 Moyenne saisonnière de la pression au niveau de la mer PN (hPa) du (a & b) MRCC5 et de (c & d) ERA-Interim, ainsi que son biais absolu (hPa) avec (e & f) ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005..... 37
- Figure 3.2 Moyenne saisonnière de la température à 2 m T2m ($^\circ\text{C}$) du (a & b) MRCC5 ainsi que son biais absolu ($^\circ\text{C}$) avec (c & d) ERA-Interim et (e & f) CRU_TS_3.1, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005 40
- Figure 3.3 Moyenne saisonnière de la précipitation PR (mm/jour) du (a & b) MRCC5 ainsi que son biais absolu (mm/jour) avec (c & d) ERA-Interim, et relatif (%) avec (e & f) CRU_TS_3.1 et (g & h) GPCP2, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005 43
- Figure 3.4 Moyenne saisonnière du (a & b) GZ500 (dam) et de (e & f) UV250 (m.s^{-1}) ainsi que (c-d & g-h) son biais absolu respectif avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005 45
- Figure 3.5 Biais absolu avec ERA-Interim de la (a, b, c & d) PN (hPa) et (e, f, g & h) T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF 47
- Figure 3.6 Biais absolu ($^\circ\text{C}$) avec (a-b & e-f) ERA-Interim et (c-d & g-h) CRU_TS_3.1, de la T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines de [Martynov et al. \(2013\)](#) ($\Delta x = 0.44^\circ$; *gauche*) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; *droite*), pour (a, b, c & d) JJA et (e, f, g & h) DJF, sur la période 1989-2008..... 48
- Figure 3.7 Biais (a-b & e-f) absolu (mm/jour) et (c-d & g-h) relatif avec ERA-Interim de la précipitation (mm/jour), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour (a, b, c & d) JJA et (e, f, g & h) DJF 50
- Figure 3.8 Biais relatif (%) avec (a, b, c & d) CRU_TS_3.1 et (e, f, g & h) GPCP2, de la précipitation (mm/jour), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1998-2008 ; *droite*), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF 51
- Figure 3.9 Biais absolu avec ERA-Interim du (a, b, c & d) GZ500 (dam) et de (e, f, g & h) UV250 (m.s^{-1}), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ;

- gauche*) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF..... 53
- Figure 3.10 Biais absolu avec ERA-Interim de la (a, b, c & d) PN (hPa) et (e, f, g & h) T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; *gauche*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; *droite*), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF, sur la période 1979-2013 54
- Figure 3.11 Biais relatif (%) avec ERA-Interim de la précipitation (mm/jour), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; *gauche*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; *droite*), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1979-2013..... 55
- Figure 3.12 Écart absolu (mm/jour) de la précipitation (mm/jour) entre les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2013 56
- Figure 3.13 Biais absolu (m.s^{-1}) avec ERA-Interim de UV250 (m.s^{-1}) sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour JJA, sur la période 1979-2013 56
- Figure 3.14 Variabilité transitoire journalière de la (a & b) PN (hPa) et du (e & f) GZ500 (dam) ainsi que (c-d & g-h) son biais absolu respectif avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005 58
- Figure 3.15 Variabilité transitoire journalière de UV250 (m.s^{-1}) du (a & c) MRCC5 ainsi que (b & d) son biais absolu (m.s^{-1}) avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1996-2005 59
- Figure 3.16 Variabilité transitoire journalière de la PR (mm/jour) du (a & b) MRCC ainsi que son biais absolu (mm/jour) avec (c & d) ERA-Interim (1996-2005) et (e & f) GPCP2 (1997-2005), sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*)..... 60
- Figure 3.17 Variabilité a) totale, c) synoptique et e) journalière de la T2m ($^\circ\text{C}$) et (b, d & f) le biais absolu correspondant ($^\circ\text{C}$) avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA, sur la période 1996-2005 62
- Figure 3.18 Variabilité a) totale, c) synoptique et e) journalière de la T2m ($^\circ\text{C}$) et (b, d & f) le biais absolu correspondant ($^\circ\text{C}$) avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour DJF, sur la période 1996-2005 63
- Figure 3.19 Biais absolu avec ERA-Interim de la variabilité transitoire journalière de la (a, b, c, d, e & f) PN (hPa) et du (g, h, i, j, k & l) GZ500 (dam), sur les

domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *centre*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour (a-b-c & g-h-i) JJA et (d-e-f & j-k-l) DJF..... 65

Figure 3.20 Biais absolu (m.s^{-1}) avec ERA-Interim de la variabilité transitoire journalière de UV250 (m.s^{-1}), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *centre*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour (a, b & c) JJA et (d, e & f) DJF 66

Figure 3.21 Biais absolu ($^\circ\text{C}$) avec ERA-Interim de la variabilité (a, b & c) totale, (d, e & f) synoptique et (g, h & i) journalière de la T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *centre*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour JJA 67

Figure 3.22 Biais absolu ($^\circ\text{C}$) avec ERA-Interim de la variabilité (a, b & c) totale, (d, e & f) synoptique et (g, h & i) journalière de la T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; *gauche*), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; *centre*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; *droite*), pour DJF 68

Figure 3.23 Variabilité transitoire journalière de la précipitation (mm/jour) du (a-b & e-f) MRCC5 ainsi que (c-d & g-h) son biais absolu (mm/jour) avec ERA-Interim, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; *gauche*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; *droite*), pour (c & d) JJA et (g & h) DJF, sur la période 1979-2013..... 70

Figure 3.24 Biais absolu (mm/jour) avec (a & c) ERA-Interim (1979-2013) et (b & d) GPCP2 (1997-2012) de la variabilité transitoire journalière de la précipitation (mm/jour), sur le domaine 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF 71

Figure 3.25 Écart absolu (mm/jour) de la variabilité journalière de la précipitation (mm/jour) entre les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2013 72

Figure 3.26 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville d'Halifax de la distribution saisonnière de la PR (mm/jour) indiquant (a & c) le nombre de jours et (b & d) la proportion de la précipitation journalière cumulée, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1979-2001 74

- Figure 3.27 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville de St. John's de la distribution saisonnière de la PR (mm/jour) indiquant (a-b & e-f) le nombre de jours et (c-d & g-h) la proportion de la précipitation journalière cumulée, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; *gauche*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; *droite*), pour (a, b, c & d) JJA et (e, f, g & h) DJF, sur la période 1979-2013 76
- Figure 3.28 Comparaison avec GPCP au point Atlantique de la distribution saisonnière de la PR (mm/jour) indiquant (a & c) le nombre de jours et (b & d) la proportion de la précipitation journalière cumulée, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1997-2012 77
- Figure 3.29 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville d'Halifax de la distribution saisonnière de la T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2001 . 78
- Figure 3.30 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville de St. John's de la distribution saisonnière de la T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; *gauche*) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; *droite*), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1979-2013 79
- Figure 3.31 Comparaison avec les données ERA-Interim au point Atlantique de la distribution saisonnière de la T2m ($^\circ\text{C}$), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2013 . 80
- Figure 3.32 Cycle annuel moyen de la précipitation (mm/jour) pour Halifax, calculé au point SO sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2001 81
- Figure 3.33 Cycle annuel moyen de la précipitation (mm/jour) pour St. John's, calculé aux deux points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2013. Les deux simulations sont comparées en c)..... 82
- Figure 3.34 Cycle annuel moyen de la précipitation (mm/jour) au point Atlantique, calculé aux points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé avec GPCP, sur la période 1997-2012 83
- Figure 3.35 Cycle annuel moyen de la T2m ($^\circ\text{C}$) pour Halifax, calculé au point SO sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2001 84

- Figure 3.36 Cycle annuel moyen de la T2m (°C) pour St. John's, calculé aux deux points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2013 ... 85
- Figure 3.37 Cycle annuel moyen de la T2m (°C) au point Atlantique, calculé aux quatre points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à ERA-Interim, sur la période 1979-2013 85
- Figure C.1 Niveaux modèle. À titre indicatif, les lignes rouges délimitent chacune 20 niveaux selon l'altitude; on voit ainsi que les basses couches atmosphériques présentent un maillage vertical important par rapport à la moyenne et haute atmosphère..... 93
- Figure E.1 Localisation géographique de la station de Halifax Citadel, avec les points de grille du modèle pour les résolutions de simulation 0.44° et 0.22° . Les zones jaunies et rosées représentent respectivement la cellule numérique du modèle à $0.44^\circ/0.22^\circ$ centrée au point de grille SO/SO..... 95
- Figure E.2 Localisation géographique de la station de St. John's Airport, avec les points de grille du modèle pour les résolutions de simulation 0.44° et 0.22° . Les zones jaunies et rosées représentent respectivement la cellule numérique du modèle à $0.44^\circ/0.22^\circ$ centrée au point de grille N/O 96
- Figure E.3 Localisation géographique du point Atlantique, avec les points de grille du modèle pour les résolutions de simulation 0.44° et 0.22° , et des points GPCP et ERA-Interim. Les zones jaunies et rosées représentent respectivement la cellule numérique du modèle à $0.44^\circ/0.22^\circ$ centrée au point de grille SO/SO. 97
- Figure F.1 Biais absolu (%) de la précipitation sur (a & c) le domaine de [Martynov et al. \(2013\)](#) ($\Delta x = 0.44^\circ$) et (b & d) le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$) avec CRU_TS_3.1, pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1998-2008..... 98
- Figure F.2 Biais absolu (%) de la précipitation sur (a & c) le domaine de [Martynov et al., \(2013\)](#) ($\Delta x = 0.44^\circ$) et (b & d) le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$) avec GPCP2 v1.2, pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1998-2008 99

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 2.1 Récapitulatif des domaines d'étude.....	27
Tableau B.1 Caractéristiques des bases de données utilisées pour le pilotage aux frontières et la validation	92

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

CEPMMT : Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

CFL : Conditions aux Frontières Latérales

CMC : Centre Météorologique Canadien

CORDEX : COordinated Regional climate Downscaling EXperiment

CRU_TS : Climatic Research Unit Time Series

DJF : hiver boréal comprenant les moyennes des mois de [Décembre Janvier
Février]

ERA-Interim : ERA-Interim

ESCER : Étude et Simulation du Climat à l'Échelle Régionale

GEM : Global Environmental multiscale Model

GPCP : Global Precipitation Climatology Project

GZ500 : géopotential à 500 hPa

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

JJA : été boréal comprenant les moyennes des mois de [Juin Juillet Août]

LAM : Limited Area Model

MCG : Modèle Climatique Global

MED : Mise à l'Échelle Dynamique

MEOPAR : Marine Environmental Observation Prediction And Response Network

MGRV : Modèle Global à Résolution Variable

MRC : Modèle Régional de Climat

MRCC5 : Modèle Régional Canadien du Climat de 5^{ème} génération

N, NE, NO, S, SE, SO, E, O : Nord, Nord-Est, Nord-Ouest, Sud, Sud-Est, Sud-Ouest, Est, Ouest

Obs. : observation

ONA : Oscillation Nord-Atlantique

PN : pression au niveau de la mer

PR, Précip. : précipitation

RPN : Recherche en Prévision Numérique

T2m : température à 2 m

UTC : Universal Time Coordinated

UV250 : module du vent à 250 hPa

ZCIT : Zone de Convergence InterTropicale

LISTE DES SYMBOLES

\bar{A} : moyenne climatologique temporelle du champ A

A' : déviation de la moyenne climatologique temporelle du champ A

d : métrique statistique

(h,j,s,a) : (heure, jour, saison, année)

(i,j) : nombre de points de grille selon (x,y)

L_1 : opérateur différentiel linéaire 3-D

N_p : nombre total de pas de temps archivés aux 6 h

P_s : pression en surface

R : matrice des contributions explicites du paramétrage et des termes non-linéaires de la dynamique

T : température

t : temps

(U_p, V_p) : composantes du vent horizontal selon (x,y) au pas de temps p

V_h : module du vecteur vent horizontal

X : statistique climatique

Δx : résolution horizontale (distance entre deux points de grille)

Δt : pas de temps

α_Ψ : coefficient de relaxation de la variable dépendante Ψ

β_Ψ : coefficient de diffusion de la variable dépendante Ψ

(λ, φ) : (latitude, longitude)

σ_A : variabilité transitoire (écart-type temporel) du champ A

Ψ : variable dépendante

Ψ_0 : valeur des données de pilotage

RÉSUMÉ

Le présent mémoire porte sur l'évaluation du Modèle Régional Canadien du Climat de 5^e génération (MRCC5) au-dessus de l'Atlantique Nord dans le contexte de simulations en climat courant sur la période 1979–2013. Ces simulations sont pilotées aux frontières latérales par la réanalyse ERA-Interim (ERA-I).

À cette fin, divers champs météorologiques sont retenus et étudiés statistiquement via la moyenne et variabilité saisonnières. Les simulations sont faites suivant deux résolutions horizontales (0.44° et 0.22°) et sur différentes dimensions du domaine d'étude. Ceci permet d'analyser l'influence de ces deux paramètres sur les résultats du modèle. Ces derniers sont comparés à plusieurs ensembles de données d'observations et réanalyses, afin d'estimer des biais du modèle. Une étude à l'échelle locale est également entreprise dans trois régions d'intérêt; pour cela, on se focalise sur la distribution en intensité-fréquence et le cycle annuel de deux champs météorologiques (température à 2 m et précipitation).

Il apparaît que le MRCC5 représente correctement la distribution spatiale des champs moyens saisonniers de la température et de la précipitation. L'influence de la taille du domaine est limitée. Une résolution plus fine apporte des détails de petite échelle principalement sur les distributions spatiales de la précipitation. Localement, le MRCC5 montre un bon accord avec les données relevées aux stations d'observation.

MOTS-CLÉS : modèle régional de climat · mise à l'échelle dynamique · conditions aux frontières latérales · réanalyses · valeur ajoutée · MRCC5 · CORDEX · Atlantique

INTRODUCTION

Un modèle de climat permet de simuler le climat passé ou à venir (projection climatique). Outre des lois empiriques et ajustements statistiques, un modèle climatique est basé sur des lois physiques fondamentales (i.e., principes de conservation de la masse, d'énergie et de quantité de mouvement) pouvant être transcrites mathématiquement. Par le nombre important de processus et d'interactions atmosphère-océan-biosphère, le modèle de climat est d'une très grande complexité. Cet outil sophistiqué est cependant limité par la puissance et le temps de calcul disponible aujourd'hui [CCSP, 2008].

Pour pallier cet inconvénient majeur, les chercheurs ont développé des Modèles Régionaux de Climat (MRC). Ces modèles sont appliqués sur un domaine limité à aire limitée, avec des conditions aux frontières latérales (CFL) fournies par un modèle de climat global ou une réanalyse. Un domaine réduit facilite le calcul efficace à une résolution beaucoup plus fine. Le MRC à haute résolution simule alors des caractéristiques de petite échelle à partir d'informations aux frontières à plus basse résolution [Laprise et al., 2012]. Cela permet donc d'ajouter de l'information à petite échelle relative aux projections de changements climatiques [Leung, 2012]. Toutefois, sa crédibilité passe d'abord par sa capacité à reproduire le climat passé. L'objectif principal de notre recherche consiste à vérifier si le MRCC5 est capable de représenter les principales caractéristiques passées du climat moyen et de sa variabilité, sur la période 1979-2013. On porte à ce sujet une attention particulière pour la température à 2 m et la précipitation.

L'évaluation du modèle régional passe par la comparaison statistique de certaines variables sur un domaine couvrant l'Atlantique Nord et certaines terres continentales

le délimitant. Pour ce faire, les simulations du MRC sont confrontées aux réanalyses et observations, ce qui nous permet d'estimer les biais ou écarts du MRCC5.

L'autre objectif est lié aux différentes configurations du modèle. La dimension du domaine régional et sa résolution horizontale sont deux paramètres importants étudiés afin d'évaluer leur influence respective sur la simulation.

Mon projet de recherche dispose de plusieurs atouts. L'intérêt et la motivation pour faire cette étude sont liés à plusieurs aspects. Tout d'abord, le sujet s'inscrit dans un contexte de recherche scientifique CORDEX (*COordinated Regional climate Downscaling EXperiment*). Les buts principaux sont de mieux comprendre les phénomènes climatiques régionaux et locaux, et d'évaluer, mais aussi d'améliorer les modèles et les techniques de mise à l'échelle [Giorgi et al., 2009]. Ensuite, à plus ou moins long terme, les résultats de l'étude peuvent servir aux activités du programme MEOPAR (*Marine Environmental Observation Prediction And Response Network*). Ce réseau regroupe des chercheurs travaillant sur des questions relatives aux activités humaines en milieu marin et aux impacts de dangers marins sur les activités humaines en région côtière [<http://meopar.ca>]. Également, notre étude climatologique s'étend (notamment pour la première partie des simulations) sur un domaine transatlantique – continental et maritime – couvrant trois continents. Enfin, très peu d'études se sont focalisées sur l'océan Atlantique en simulation régionale. Une des rares études complètes sur le sujet est la thèse de Caron (2011) qui porte sur la simulation de cyclones tropicaux atlantiques avec le MRCC5.

Ce mémoire est organisé comme suit. Dans une première partie, les motivations de l'utilisation d'un modèle régional de climat sont tout d'abord exposées. En se basant sur les travaux de la communauté scientifique sur le sujet, on passe ensuite en revue les forces et les faiblesses d'un tel outil. Pour cela, on examine l'aspect technique, le gain apporté sur les simulations, les contraintes et les incertitudes principalement liées à l'utilisation de conditions limites aux frontières.

La seconde partie du document expose les outils nécessaires à l'évaluation des simulations, à savoir les données d'observations, les réanalyses et les grandeurs

statistiques choisies. Une méthodologie est ensuite retenue (variables météorologiques, domaines et régions d'intérêt) pour l'évaluation.

Dans la troisième partie, on analyse les résultats des simulations tout en les confrontant aux réanalyses et observations disponibles. Une comparaison des résultats entre les domaines permet également de juger l'influence de la résolution et de la dimension du domaine sur les simulations. L'apport d'une valeur ajoutée de la part de la modélisation régionale est également discuté au regard des résultats.

CHAPITRE I

INTRODUCTION: LE MODÈLE RÉGIONAL, POINTS FORTS ET LIMITATIONS

Cette première section présente ce qui définit un modèle régional de climat et ses différentes utilisations en météorologie / climatologie. On aborde également le contexte scientifique dans lequel ce projet s'inscrit, la technique du MRC, ses avantages, mais aussi ses inconvénients. Ces derniers sont liés principalement aux conditions aux frontières servant à piloter le modèle tout au long d'une simulation climatique.

1.1 Contexte scientifique

Le programme MEOPAR (créé en 2012) est financé par l'entremise du Programme des réseaux de centres d'excellence du Gouvernement du Canada. Il englobe principalement des projets liés aux sciences naturelles et sociales ayant pour trait :

- l'étude des activités humaines sur le secteur marin (changements chimiques et biologiques, catastrophes d'origine anthropique comme le déversement accidentel d'hydrocarbures) ;
- la prévision de l'impact des risques liés au milieu océanique (tempêtes par exemple) sur les activités humaines et les écosystèmes afin d'améliorer les capacités d'intervention.

Notre étude concerne le second thème abordé par MEOPAR. L'évaluation du MRCC5, notamment au-dessus de l'océan Atlantique et des régions maritimes canadiennes, permettra d'évaluer si ce modèle numérique est suffisamment fiable. L'un des objectifs à terme est de contribuer à la projection de changements climatiques reliés aux événements extrêmes (comme la fréquence et l'ampleur de tempêtes, de vents forts), surtout au niveau des régions côtières comme les Maritimes. Les sorties du MRCC5 pourront forcer un modèle de vagues par exemple, afin de quantifier les risques et impacts socio-économiques associés à ces événements météorologiques extrêmes.

Projeter de tels événements, dans un contexte de changement climatique, nécessite donc une grande précision. On a alors recours à un outil adapté : le modèle régional du climat.

1.2 Définition et avantages d'un MRC

Depuis plus de deux décennies, une partie de la communauté internationale des chercheurs en climatologie utilise de plus en plus la simulation en modèle régional. Tout en étant complémentaire aux Modèles de Climat Globaux (MCG), elle permet d'avoir une résolution dans l'espace et le temps relativement plus fine. Cela est indispensable pour des études d'impact climatique fiables à petite échelle [Rummukainen, 2010], [Leung, 2012].

Un MRC permet de simuler le climat passé ou futur de régions géographiques couvrant de quelques milliers de km^2 à un continent. En raison de cette couverture d'une fraction du globe terrestre, la résolution d'un MRC est de l'ordre de quelques dizaines de km alors qu'elle est de quelques centaines de km pour un MCG. Le gain en résolution linéaire est donc environ d'un ordre de grandeur [Leung, 2012]. Ce gain est obtenu par une technique de mise à l'échelle (« *downscaling* ») dynamique que nous détaillerons ultérieurement.

L'ensemble des MRC inclut l'atmosphère et la surface terrestre sous forme de modules, mais seuls quelques-uns englobent un modèle d'océan, de glace de mer, d'aérosols atmosphériques ou de chimie [Leung, 2012]. Outre les projections de changement climatique, un MRC peut être aussi utilisé pour étudier la variabilité climatique du passé [Weisse et al., 2009] et la prévision saisonnière [Fennessy et al., 2000] [Díez et al., 2005].

Précisons également qu'il existe deux techniques de mise à l'échelle dynamique : les modèles régionaux à aire limitée (LAM – *Limited Area Models* ; Fig. 1.1), et les Modèles Globaux à Résolution Variable (MGRV) [Leung, 2012]. Nous décrivons uniquement les LAM, car c'est la technique utilisée dans cette étude.

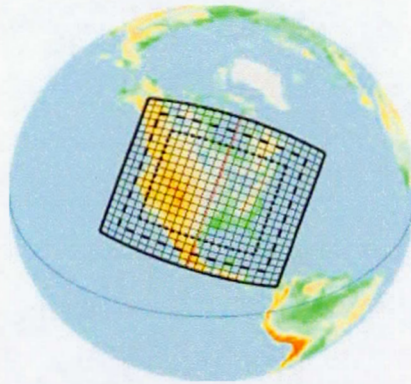


Figure 1.1 Grille typique d'un LAM au-dessus de l'Amérique du Nord

Abordons maintenant le MRC d'un point de vue technique, mais tout d'abord ses avantages.

Deux raisons principales, d'ordre technique et scientifique, sont à l'origine du développement des MRC ces dernières années. Du point de vue informatique, en se focalisant sur une zone géographique particulière, le MRC réduit considérablement les dimensions de la zone de calculs. Cela requiert ainsi des ressources informatiques réduites [Rummukainen, 2010]. À même résolution spatio-temporelle, le temps de calcul en est donc diminué d'autant.

Du point de vue scientifique, pour un même temps de calcul, l'avantage est lié à une plus fine résolution (Fig. 1.2). Selon les deux derniers rapports de l'IPCC [IPCC, 2007] et [IPCC, 2013], la résolution des MCG actuels est insuffisante pour bien représenter certains processus physiques de petite échelle (microphysique des nuages, turbulence dans la couche limite atmosphérique, phénomènes convectifs). Ce problème concerne aussi les processus de grande échelle (transfert radiatif, échanges entre la surface terrestre et l'atmosphère), et ceux interagissant sur de multiples échelles spatio-temporelles. À cause de cette résolution grossière des MCG, beaucoup de ces processus ne sont donc pas résolus correctement et doivent alors être paramétrés. Par ailleurs, ces divers paramétrages expliquent principalement pourquoi les résultats de divers MCG produisent généralement des réponses différentes aux

mêmes forçages climatiques (comme la concentration de gaz à effet de serre, par exemple) [IPCC, 2007].

Avec un MRC, ces paramétrages existent toujours [Leung, 2012]. Une meilleure résolution horizontale ($10 \text{ km} \leq \Delta x \leq 50 \text{ km}$ selon CORDEX [Giorgi et al., 2009]) permet toutefois de mieux modéliser ces processus, voire même de supprimer certains paramétrages comme le schéma de paramétrage convectif du cumulus [Hong et al., 2012], dans le cas où $\Delta x \leq 5 \text{ km}$ [Kjellström et al., 2014] [Kendon et al., 2014] [Hohenegger et al., 2008]. Les effets de forçage sont également mieux captés localement ainsi que les événements extrêmes (inondations, sécheresses, vents côtiers importants), les effets dynamiques de méso-échelle (interactions d'échelle non linéaires comme l'étirement ou le brassage) et les instabilités hydrodynamiques grâce à une meilleure résolution des gradients [Laprise, 2008]. La figure 1.2b illustre une représentation des petites échelles (ici la précipitation), plus fine et détaillée par rapport à une résolution plus grossière.

Les forçages locaux, comme la topographie ou les caractéristiques de surface (végétation, sol, contrastes terre-mer, lacs), sont très importants, car ils modulent certaines caractéristiques aux petites échelles (i.e. la précipitation est fortement modulée par les Rocheuses [Antic et al., 2004]). En effet, les forçages de surface sont pour une large part à l'origine du développement de structures de petite échelle [Antic et al., 2004] [Leduc et al., 2009]. De plus, une représentation à haute résolution des processus physiques dans la couche limite planétaire peut être bénéfique en terme de fiabilité de la simulation climatique [Di Luca et al., 2015].

Le gain apporté par la résolution est communément appelé la « valeur ajoutée » d'un MRC [Rummukainen, 2010] [Laprise, 2008] [Di Luca et al., 2015] [Mearns et al., 2014]. Notons que plusieurs autres aspects recouvrent ce terme et sont explicités ultérieurement. En plus de cette distribution beaucoup mieux représentée spatialement, on obtient aussi plus précisément la variabilité temporelle de ces processus de petite échelle [Leung, 2012].

Grâce à ces avantages, des simulations climatiques peuvent ainsi être conduites, de la méso-échelle à l'échelle synoptique sur des périodes plus importantes. Les études d'impact climatique, qui ont besoin de données à haute résolution, sont alors facilitées [Rummukainen, 2010]. On peut toutefois signaler que l'information supplémentaire, apportée par une meilleure résolution du modèle, ne suit pas une loi linéaire. Dépendamment du processus étudié, il a été trouvé plus d'amélioration lorsqu'on passe d'une résolution de 135 km à 45 km que de 45 km à 15 km [Rojas, 2006]. Le cycle de précipitation journalière est aussi davantage amélioré en passant de 12 km à 6 km de résolution que de 50 km à 25 km ou de 25 km à 12 km [Walther et al., 2013].

Il est maintenant utile de décrire plus précisément la méthode mise en œuvre permettant d'atteindre ce gain en résolution pour simuler l'échelle régionale : la Mise à l'Échelle Dynamique (MED) ou *downscaling* dynamique.

1.3 Mise à l'Échelle Dynamique (MED)

L'objectif principal de la MED est d'obtenir des détails d'échelle régionale, ou même locale, à partir d'un MRC initialisé et piloté aux frontières par des réanalyses ou des simulations numériques provenant d'un MCG à plus basse résolution [Hong et al., 2012] [Rummukainen, 2010]. La MED agit comme une sorte de loupe mettant à l'échelle régionale / locale des processus climatiques dynamiques et physiques de grande échelle [Rummukainen, 2010].

À titre d'exemple, dans le contexte de projections climatiques, prenons la figure 1.3 qui montre le changement en terme de précipitation neigeuse dans la région des Grands Lacs. L'une des projections est faite avec un MCG et l'autre en appliquant une MED aux sorties du MCG [Gula et al., 2012]. Le MCG sans MED (Fig. 1.3a) prévoit sur tout le domaine une diminution des chutes de neige de l'ordre de 15 à 30 % (au bénéfice de la précipitation sous forme de pluie) suite à un réchauffement

climatique. Quant au MRC (Fig. 1.3b), il simule des changements quasi négligeables sur tout le pourtour des Grands Lacs. Selon l'effet de lac, les masses d'air froid des tempêtes hivernales se chargent d'humidité provenant des Grands Lacs non gelés (à cause du réchauffement climatique), et déchargent cette humidité excédentaire en neige au-dessus des terres adjacentes. L'effet de lac est ainsi très diminué quand les lacs sont gelés. Le fait qu'il y ait une continuité des chutes de neige à la figure 1.3b montre bien que le modèle régional avec une MED simule bien l'effet de lac.

On en déduit que, dans des zones où les variations du type de surface et de la topographie sont importantes, la dynamique climatique régionale peut influencer fortement la distribution du signal de réchauffement climatique à travers le paysage, et la façon dont ce signal affecte en retour le climat régional [Hall, 2014]. Ajoutons que ces détails de petite échelle ont d'importantes implications pour l'adaptation aux changements climatiques, notamment en terme de planification des ressources aquifères et d'infrastructures [Hall, 2014].

Avant d'aborder les LAM, il est judicieux de présenter brièvement le cadre expérimental dans lequel s'englobe ce projet de recherche, et qui utilise la MED. Le protocole expérimental CORDEX a été initié en 2009 par le Programme Mondial de Recherche sur le Climat [Giorgi et al., 2009]. Les domaines des simulations du projet CORDEX couvrent aujourd'hui la plupart des régions terrestres et côtières du globe (Fig. 1.4).

Plusieurs objectifs ont été assignés à ce cadre de travail [Giorgi et al., 2009] :

- expérimenter, évaluer et améliorer les techniques de mise à l'échelle en modélisation régionale du climat ;
- produire des données de changement climatique à haute résolution sur l'ensemble du globe, pour pouvoir ensuite être exploitées à des fins d'études d'impact et d'adaptation ;

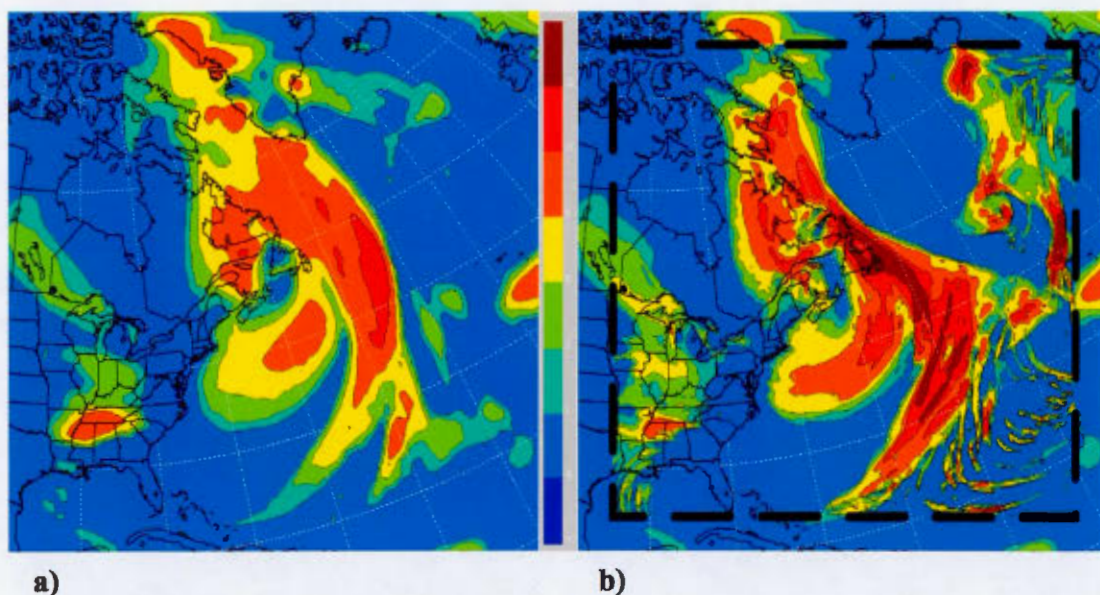


Figure 1.2 Les détails de petite échelle sont mieux captés avec une résolution horizontale plus fine a) $\Delta x = 25$ km, qu'avec une résolution plus grossière b) $\Delta x = 83$ km. Précipitation moyenne journalière (mm/jour) au 22 janvier 2000 pour les deux figures.

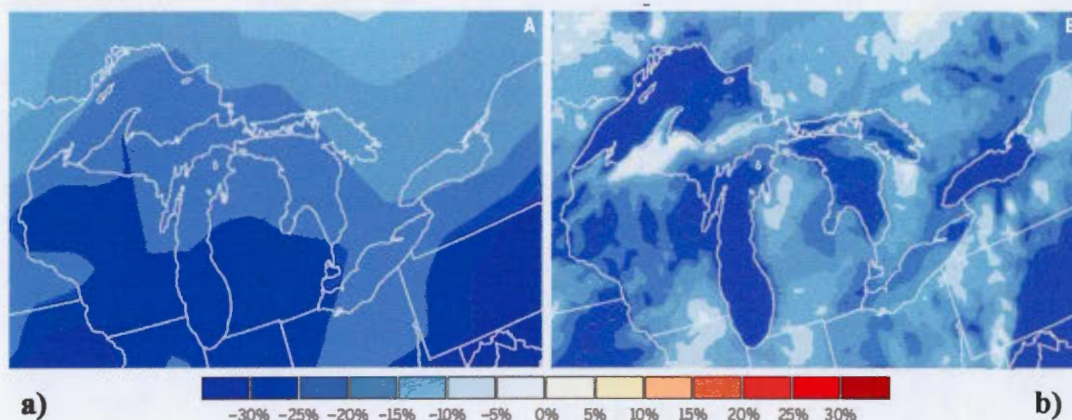


Figure 1.3 Modélisation du changement des chutes de neige dans la région des Grands Lacs pour la période 2050-2060 (en comparaison avec la période 1979-2001). Cas d'un MCG a) sans MED et b) avec MED. Les deux simulations projettent une baisse des chutes de neige, mais la MED atténue cette diminution avec d'importantes variations spatiales, notamment dans les régions adjacentes aux lacs (« *lake effect snow* »). (crédit image : J. Gula, W. R. Peltier, J. Clim. 25, 7723, 2012)

- explorer la contribution des différentes sources d'incertitude (divers scénarios sur l'émission/concentration des gaz à effet de serre, conditions aux frontières, variabilité interne¹) dans les projections de changement climatique à l'échelle régionale ;
- promouvoir, au niveau international, l'interaction et la communication entre les modélisateurs du climat à l'échelle globale, les chercheurs travaillant sur la mise à l'échelle et les utilisateurs.

Actuellement, 13 régions du globe sont concernées, pour une résolution allant de 0.44° (~ 50 km) à 0.11° (~ 12 km).

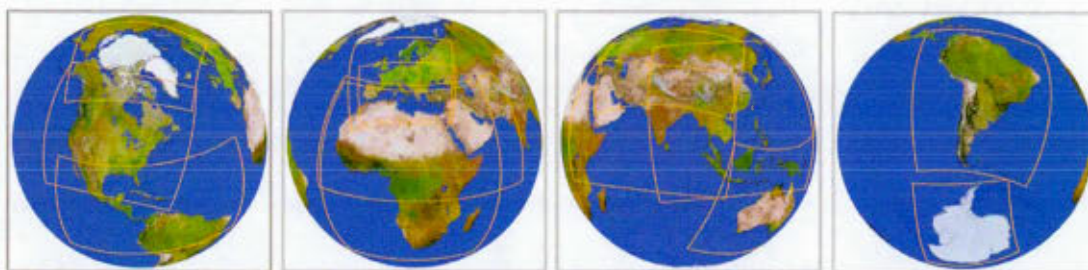


Figure 1.4 Quelques-uns des domaines de modèle régional de climat utilisés par CORDEX (crédit image : <http://www.cordex.org/>, consulté le 8 juin 2015)

¹ La variabilité interne représente la divergence de solutions d'un modèle climatique due à une petite perturbation de l'état initial, l'atmosphère étant chaotique par nature. Le degré de divergence peut varier en fonction de la saison, de la position géographique, de la taille du domaine ou du champ d'intérêt [Giorgi et al., 2009].

1.4 Modèle à aire limitée

1.4.1 Contraintes liées au MRC

Le MRC haute résolution est emboîté dans un MCG à plus basse résolution qui sert à l'initialiser et lui fournir des Conditions aux Frontières Latérales. Le MCG joue donc le rôle de modèle pilote, encore appelé « modèle forceur » ou « parent » [Hong et al., 2014]. Il existe toutefois certaines règles ou recommandations à respecter afin de garder une certaine cohérence entre les grandes échelles du MRC et celles du MCG [Jones et al., 1995].

Le domaine du MRC ne doit pas être trop grand afin de :

- mieux contrôler la circulation à grande échelle à l'intérieur du MRC ;
- disposer d'une meilleure connexion entre le MRC et le MCG ;
- éviter une divergence due à la variabilité interne qui amènerait à dévier fortement du modèle pilote [Jones et al., 1995] [Alexandru et al., 2007] [Rummukainen, 2010].

La taille du modèle se doit également de ne pas être trop petite pour :

- permettre aux processus atmosphériques de petite échelle de se développer pleinement (problème du « *spin-up* » spatial) [Laprise, 2008] [Rummukainen, 2010] [Leduc et al., 2009] ;
- éviter que les grandes échelles perdent en amplitude [Laprise et al., 2012].

En général, pour un domaine situé aux moyennes latitudes, on estime qu'une grille de (200 x 200) points, dépendamment du saut de résolution entre les données de pilotage et le MRC, permet le développement complet des petites échelles [Laprise et al., 2012]. L'orientation du MRC doit aussi être faite en sorte que ses frontières ne coupent pas des inhomogénéités topographiques (comme une chaîne de montagnes).

La première raison est qu'il faut conserver une uniformisation de l'écoulement atmosphérique venant impacter la frontière latérale du MRC. La seconde est pour éviter de générer des phénomènes dynamiques/thermodynamiques (comme de la forte précipitation) [Antic et al., 2004]. Le partage du paramétrage des processus physiques entre le MCG et le MRC est également conseillé afin de conserver une consistance dynamique entre les conditions de pilotage (grande échelle) et celles simulées (petite échelle) [Leung, 2012] [Scinocca et al., 2015].

Il est intéressant de signaler que la technique de pilotage des grandes échelles, comme par exemple le pilotage spectral, peut être utilisée dans un LAM. L'objectif est alors de forcer le MRC à suivre aussi fidèlement que possible son pilote et éviter ainsi le découplage [Leung, 2012]. Cette technique s'applique si la taille du domaine régional est assez grande [von Storch et al., 2000].

Le coût informatique peut par ailleurs se révéler pénalisant [Rummukainen, 2010]. En effet, le coût numérique en terme de temps de calcul est proportionnel à Δx^{-n} avec $3 \leq n \leq 4$, $n = 3$ pour $(x, y, \Delta t)$, $n = 4$ pour $(x, y, z, \Delta t)$ [Laprise et al., 2012]).

Les différents points précédents peuvent être vus comme des inconvénients, car les simulations climatiques régionales sont sensibles à ces divers facteurs. Cette sensibilité du MRC est en partie due aux CFL [Marbaix et al., 2003], point essentiel de la simulation régionale sur lequel nous allons élaborer.

Notons enfin qu'une autre méthode, le *downscaling* statistique, consiste à relier statistiquement des variables atmosphériques des grandes échelles (pression moyenne au niveau de la mer ou hauteur du géopotential à 500 hPa) à celles de plus petites échelles (température ou précipitation) [Rummukainen, 2010]. Cette technique n'étant pas utilisée ici, nous invitons le lecteur à consulter les travaux de Wilby et al. (1997), Mearns et al. (2014) et Schmidli et al. (2007), ce dernier rapportant par ailleurs des incertitudes quant à son application au climat futur.

1.4.2 Conditions aux frontières

1.4.2.1 Définition et provenance

Les conditions aux frontières (latérales, mais aussi en surface) sont le plus souvent fournies par des réanalyses météorologiques ou des simulations climatiques provenant de MCG. Ces données de pilotage sont un point crucial pour réaliser une simulation avec un LAM, car le biais y est considérablement réduit [Rummukainen, 2010]. Il apparaît donc nécessaire de définir une zone de pilotage (« halo ») où l'on spécifie ces conditions aux frontières [Rummukainen, 2010], à savoir, dans l'atmosphère, le vent horizontal, la température, l'humidité et la pression de surface, et, à la surface de l'océan, la température de la mer et le couvert de glace.

1.4.2.2 Problématiques liées aux CFL

Une limitation du MRC à très haute résolution est due à la disponibilité de données d'entrée robustes (sans biais significatif). En effet, la qualité des CFL conditionne celle du MRC: il faut donc pouvoir fournir des CFL supposées « parfaites » [Rummukainen, 2010] (i.e. sans erreur ou biais d'observation/assimilation de données d'observation). Des CFL imparfaites peuvent avoir des conséquences néfastes pour la simulation du climat à l'échelle régionale. Le LAM produit alors des erreurs systématiques à l'intérieur du domaine d'étude, en particulier à la méso-échelle, là où le MRC est bénéfique [Rummukainen, 2010]. Ce point sera discuté ultérieurement.

D'un point de vue mathématique, le problème aux frontières reste important. Un MRC réduit la troncature numérique et améliore certains processus de méso-échelle par un traitement explicite [Laprise et al., 2012]. Toutefois, les différences de résolution spatiale (un facteur maximal de 10 entre le MRC et les CFL est recommandé [Rojas, 2006]) et temporelle entre le modèle pilote et la grille du LAM représentent des discontinuités, source d'instabilités numériques. Pour amortir ces instabilités, on installe un mécanisme de conditionnement et de contrôle. Ce dernier

empêche alors une contamination du MRC par les CFL [Leung, 2012] : c'est la zone tampon, encore appelée zone « éponge » [Laprise, 2008] [Rummukainen, 2010]. D'une largeur de l'ordre de 10 points de grille et située entre le domaine d'étude (domaine dit « libre ») et les frontières latérales (voir Fig. 1.5), la zone tampon protège ainsi l'intégrité des prévisions dans le domaine d'intérêt. Cette zone de transition est une région d'ajustement / relaxation qui améliore la continuité des conditions entre le domaine libre et la zone frontière. Dans cette zone, l'information pilote, interpolée sur la grille régionale, est combinée avec celle du MRC [Davies, 1976] [Rummukainen, 2010] [Laprise et al., 2012]. Plus précisément, cette technique de relaxation ou « méthode de contrôle de divergence », définit une fonction poids qui dépend de la distance par rapport à la frontière latérale. Cette fonction modifie ainsi la valeur des champs du MRC à l'intérieur de la zone tampon [Davies, 1976] [Laprise et al., 2012] : la fonction poids est nulle à l'entrée du domaine libre et maximale à la frontière latérale extérieure [Davies, 1976]. La formulation mathématique de cette approche se trouve en Annexe A. Le lecteur trouvera aussi d'autres informations dans [Davies, 1976], [Staniforth, 1997], [Laprise, 2008] et [Laprise et al., 2012]. Par cette technique numérique de moyenne pondérée des données pilote et du LAM, les erreurs (provenant de solutions d'équations résolues en partie dans la zone frontière) ne se propagent donc pas à l'intérieur de la grille d'intérêt au cours de la période d'intégration.

Il a toutefois été montré que cette technique d'ajustement peut parfois déstabiliser l'écoulement dynamique entrant dans le domaine [Staniforth, 1997]. De plus, la technique de diffusion peut produire de mauvaises conditions aux frontières pouvant alors se propager et interagir avec l'écoulement [Oliger et al., 1978].

Dans notre étude, le pilotage se fait de façon unidirectionnelle (« *one-way nesting* ») ce qui signifie que les champs à l'intérieur du domaine d'étude n'influencent pas le comportement des CFL. Les informations régionale et globale sont alors découplées et il n'y a pas de feedback provenant du modèle vers son parent (modèle de pilotage) [Leung, 2012] [Denis et al., 2002]. Aux frontières du LAM, des conflits peuvent donc

exister (« effets de bord »). L'approche unidirectionnelle peut aussi être préjudiciable pour la modélisation des phénomènes météorologiques de méso-échelle à développement rapide (orage, précipitation intense) [Alpert et al., 1996].

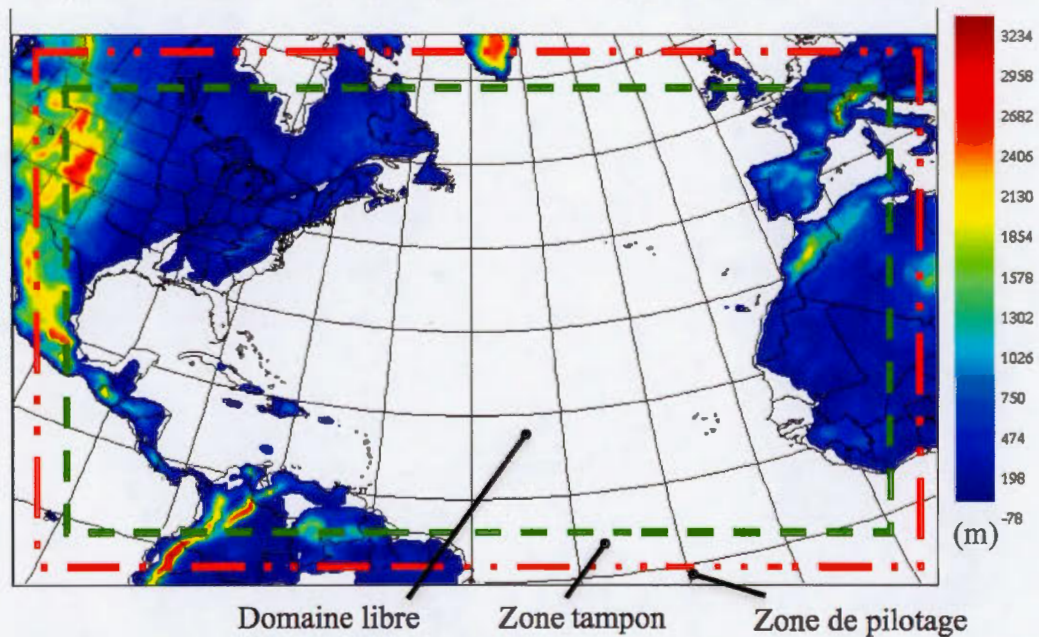


Figure 1.5 Domaine libre entouré par les zones tampon et de pilotage. Les couleurs représentent la topographie (m).

CHAPITRE II

OUTILS ET MÉTHODOLOGIE

Le présent chapitre décrit les différents outils utilisés (MRC, MCG, réanalyses et observations) pour l'évaluation du MRCC5. Également sont présentés les domaines d'études, les régions d'intérêt, l'approche retenue pour la méthodologie et les grandeurs statistiques utilisées. Tous ces éléments vont nous permettre d'avoir une vue d'ensemble des performances du modèle régional de climat.

2.1 Évaluation du MRCC5

Pour être crédible et performant, le modèle doit pouvoir reproduire des conditions climatiques observées dans le passé [Di Luca et al., 2015]. L'évaluation du MRC consiste alors à comparer quantitativement les variables météorologiques obtenues par ce modèle avec ceux des réanalyses/observations. Les biais systématiques du MRC sont ainsi obtenus [Mearns et al., 2014]. De plus, cette méthode permet de vérifier si le traitement de la physique et de la dynamique du MRC est adéquat [Hong et al., 2014]. Signalons cependant qu'on privilégie ici la comparaison par rapport aux observations plutôt qu'aux réanalyses (mélange observations-résultats modèle) lorsque les observations sont disponibles.

La non-disponibilité des données des stations météorologiques d'observations ou des bouées océaniques éparses peuvent limiter l'évaluation d'un MRC [Rummukainen, 2010]. Tout au long de cette étude, la plupart des réanalyses/observations ont une résolution plus grossière que celle du MRCC5. Les résultats du MRC à très haute résolution ($\Delta x \approx 10$ km) doivent ainsi être pris avec une certaine précaution [Rummukainen, 2010]. En effet, en fonction du type des observations, l'évaluation d'extrêmes est d'autant plus délicate, car les données climatiques fournies par le MRC sont spatialement plus homogènes comparées aux observations [Rummukainen, 2010]. Cette interpolation spatiale fait que les magnitudes des extrêmes obtenus par le MRC sont atténuées par rapport aux valeurs observées localement en station [Haylock et al., 2008]. Il est donc légitime de se demander si ces détails de petite échelle sont corrects. Aussi, précisons que certaines campagnes d'observations à haute résolution spatio-temporelles sont parfois disponibles, mais sur des périodes trop courtes pour établir une base climatique [Laprise, 2008]. Elles peuvent également concerner uniquement quelques variables sur des régions limitées du globe.

Détaillons maintenant les outils à notre disposition et la méthodologie adaptée.

2.2 Outils

2.2.1 Réanalyses & observations

Les réanalyses servent de conditions aux frontières latérales au MRCC5 et vont aussi permettre, avec les observations, l'évaluation de la performance du MRC. Les simulations forcées par des réanalyses sont encore appelées simulations rétrospectives ou « *hindcast* » [Rummukainen, 2010].

Nous utiliserons ici la réanalyse ERA-Interim [Uppala et al., 2008] ; sa résolution horizontale est de 0.75° (≈ 83.25 km). Elle provient du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT), et couvre une période allant de 1979 à 2013 pour notre étude. Les variables météorologiques de cette réanalyse sont interpolées à chaque pas de temps de la simulation puis fournies au MRCC5. Leur mise à jour se fait aux intervalles de 6 h (fréquences synoptiques d'observations à 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC et 18 UTC). 60 niveaux de pression composent sa structure verticale (de la pression en surface P_s à 0.1 hPa). Pour d'autres informations, on consultera [Dee et al., 2011]. Rappelons enfin que la réanalyse est le résultat d'une combinaison d'observations et de prévisions d'un modèle.

Concernant la comparaison avec les données d'observations, ces dernières sont disponibles pour la température à 2 m (CRU) et la précipitation (GPCP2 et CRU). L'identité de toutes ces données est répertoriée dans le Tableau B.1 en Annexe B.

2.2.2 Le MRCC5

2.2.2.1 Grille du modèle

Le MRCC5 est la version régionale à aire limitée du modèle Canadien GEM (Global Environmental multiscale Model) [Côté et al., 1998]. L'étendue du domaine et la résolution du MRCC5 sont définies par l'utilisateur. Plusieurs simulations ont alors été menées sur différentes configurations de domaines. Comme le recommande

CORDEX, les simulations sont pilotées uniquement aux frontières latérales [Šeparović et al., 2013].

Toutefois, mentionnons que pour toutes les simulations réalisées dans notre étude :

- la grille verticale du MRCC5 comprend 56 niveaux modèle (« *terrain-following levels* »), de la surface à 10 hPa, avec une résolution plus fine au niveau de la couche de surface (Fig. C.1 en Annexe C) ;
- la grille horizontale est tournée d'un certain angle par rapport aux longitudes et latitudes ;
- le pas de temps de calcul dans la grille est $\Delta t_{\text{MRCC5}} = 20$ min pour la simulation à 0.44° et $\Delta t_{\text{MRCC5}} = 10$ min pour la simulation à 0.22° .

Au sujet de la formulation du MRCC, à la fois dynamique et numérique, mais aussi du paramétrage physique de sous-échelle, le lecteur est convié à consulter les articles de Laprise (2008) et Hernández-Díaz et al. (2012). Mentionnons simplement le fait que le MRCC5 résout les équations de transport grâce à un algorithme numérique semi-lagrangien semi-implicite [Martynov et al., 2013]. Par ailleurs, par soucis de cohérence avec les réanalyses et observations, les résultats du modèle sont sortis aux 6 h. Une validation de sorties à haute fréquence (aux heures ou 3 h) n'a pas paru nécessaire, car on n'a pas besoin de valider chaque sortie modèle.

2.2.3 Outils statistiques

Une analyse statistique va permettre de calculer les moyennes saisonnières des variables météorologiques retenues, mais aussi la variabilité temporelle, la distribution saisonnière et le cycle annuel moyen de certaines variables. L'utilisation de telles métriques spatio-temporelles permet de simplifier la synthèse et visualisation de la performance d'un MRC [Gleckler et al., 2008].

Des méthodes statistiques beaucoup plus sophistiquées existent. Il ne faut pas considérer comme supérieure telle technique d'évaluation des simulations ou telle mesure de performance ; l'utilisation combinée de plusieurs techniques et mesures permet d'avoir un aperçu global de la performance du modèle [IPCC, 2013].

On peut préciser que le recours à l'outil statistique est nécessaire car :

- le volume des données est très important : souvent aux 6 h, sur plusieurs décennies, concernant plusieurs variables et pour des domaines allant de (130 x 130) à (268 x 268) points de grille comme nous allons le voir ;
- l'objectif principal est d'évaluer un modèle par comparaison avec des mesures de la climatologie passée : la moyenne et variabilité saisonnière ou encore le cycle annuel moyen sont ainsi adaptés à notre étude.

Nous adoptons ici la décomposition temporelle du champ météorologique A au point de latitude – longitude (λ, φ) :

$$\text{Éq. (2.1)} \quad A(\lambda, \varphi, t) = \bar{A}(\lambda, \varphi) + A'(\lambda, \varphi, t) \quad \text{où :}$$

- \bar{A} = partie stationnaire du champ (moyenne temporelle) ;
- A' = partie transitoire du champ (déviations par rapport à la moyenne temporelle).

La moyenne temporelle dans notre étude peut être journalière, annuelle ou saisonnière, en fonction de ce que l'on cherche à représenter. Elle est calculée selon :

$$\text{Éq. (2.2)} \quad \bar{A}(\lambda, \varphi) = \frac{1}{N_p} \sum_{p=1}^{N_p} A(\lambda, \varphi, t_p) \quad ,$$

N_p étant le nombre total de pas de temps archivés aux 6 h sur la période d'intérêt.

L'écart-type temporel σ ou variabilité transitoire (« *transient eddy standard deviation* ») à chaque point de grille s'obtient en calculant :

$$\text{Éq. (2.3)} \quad \sigma_A = \sqrt{A'^2} = \sqrt{(A - \bar{A})^2} \quad ,$$

$\overline{A'^2}$ étant la variance du champ A .

σ_A fournit une information sur la variabilité naturelle ou « activité météorologique » : pour une même période de temps donnée, elle représente la statistique des écarts (ou anomalies) pour une échelle temporelle donnée (sur le mois, la saison, l'année) d'une variable météorologique par rapport à la moyenne de long terme [Ramamasy et al., 2007] [Dinse, 2009]. La variabilité s'étend sur une vaste gamme d'échelles temporelles et n'est pas distribuée uniformément sur Terre (avec préférentiellement des endroits comme le courant-jet ou de forçages locaux – montagnes par exemple). On évalue la variabilité transitoire, car elle domine aux petites échelles alors que c'est plutôt la composante stationnaire de la variance qui domine aux plus grandes échelles (planétaires) [Laprise, 2008].

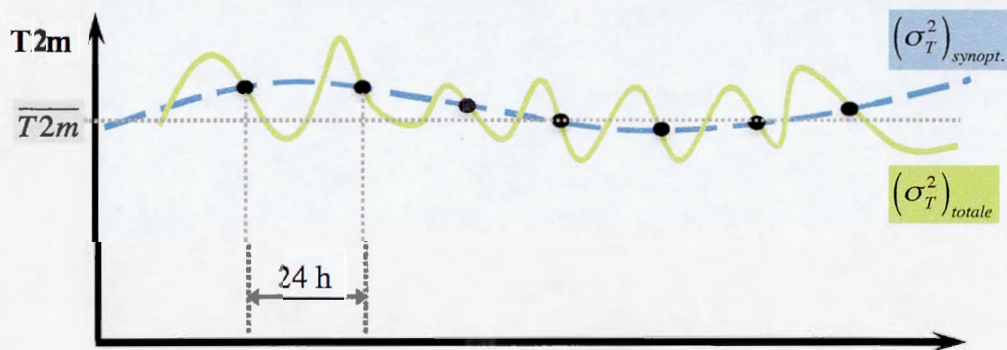
Détaillons maintenant les variabilités transitoires de la température et vitesse du vent afin de bien discerner les effets physiques.

2.2.4 Variabilité transitoire de la température σ_T

La variance de la température se décompose comme suit :

$$\text{Éq. (2.4)} \quad (\sigma_T^2)_{\text{totale}} = (\sigma_T^2)_{\text{synopt.}} + (\sigma_T^2)_{\text{journ.}}$$

En prenant les données aux 6 h, on calcule $(\sigma_T^2)_{\text{totale}}$, car on prend alors en compte le synoptique et le journalier. En prenant les données moyennées sur 24 h, on calcule $(\sigma_T^2)_{\text{synopt.}}$ (points noirs sur le Graphe 1), car le journalier n'intervient plus.



Graphe 1. Variabilité totale et synoptique de la température t

Les sorties aux 6 h du modèle nous permettant de calculer la variance totale de la température, on applique l'équation Éq. (2.1) afin de déterminer la variabilité synoptique selon :

$$\text{Éq. (2.5)} \quad \sigma_T^{\text{synopt.}} = \sqrt{T'^2_{\text{synopt.}}} = \sqrt{[T(j,s,a) - \bar{T}(s,a)]^2} \quad \text{où :}$$

- $T(j,s,a)$ = moyenne journalière de $T(h,j,s,a)$;
- $\bar{T}(s,a)$ = moyenne saisonnière de $T(j,s,a)$,

(h,j,s,a) étant respectivement l'heure, le jour, la saison et l'année.

On obtient finalement la variabilité journalière par soustraction des variances totale (aux 6 h) et synoptique (sur 24 h) :

$$\text{Éq. (2.6)} \quad \sigma_T^{\text{journ.}} = \sqrt{T'^2_{\text{journ.}}} = \sqrt{(\sigma_T^{\text{tot.}})^2 - (\sigma_T^{\text{synopt.}})^2}$$

On s'intéresse ici à la variabilité journalière de la T2m, car c'est météorologiquement toujours la plus forte, les autres champs ayant quasiment la totalité de leur variance contenue dans le synoptique (excepté la précipitation en région tropicale).

2.2.5 Variabilité transitoire du vent σ_{V_h}

On considère un effet physique du vent orienté énergie cinétique. On détermine tout d'abord la moyenne en calculant le module du vent horizontal à chaque Δt selon :

$$\text{Éq. (2.7)} \quad \bar{V}_h(\lambda, \varphi) = \frac{1}{N_p} \sum_{p=1}^{N_p} V_h(\lambda, \varphi, t_p) = \frac{1}{N_p} \sum_{p=1}^{N_p} \sqrt{(U_p^2 + V_p^2)}$$

Puis la variabilité s'obtient par :

$$\text{Éq. (2.8)} \quad \sigma_{V_h} = \sqrt{(\bar{V}_h)'_p^2} = \sqrt{[(V_h)_p - \bar{V}_h]^2}$$

2.3 Méthodologie

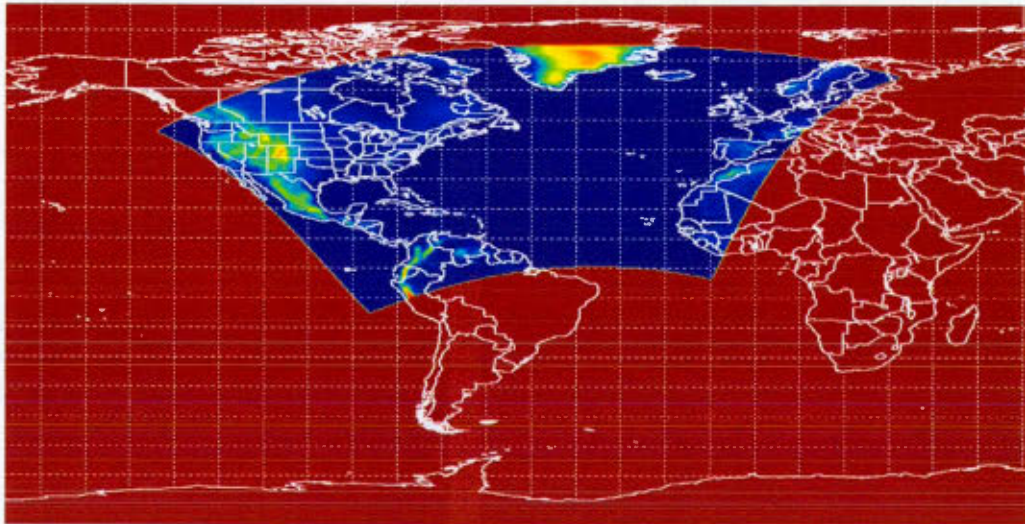
2.3.1 Domaines

Nous présentons ci-après les différents domaines utilisés avec leurs principales caractéristiques (résolution, nombre de points de grille, période des simulations). On trouvera en Annexe D d'autres informations géométriques nécessaires aux données d'entrée des simulations.

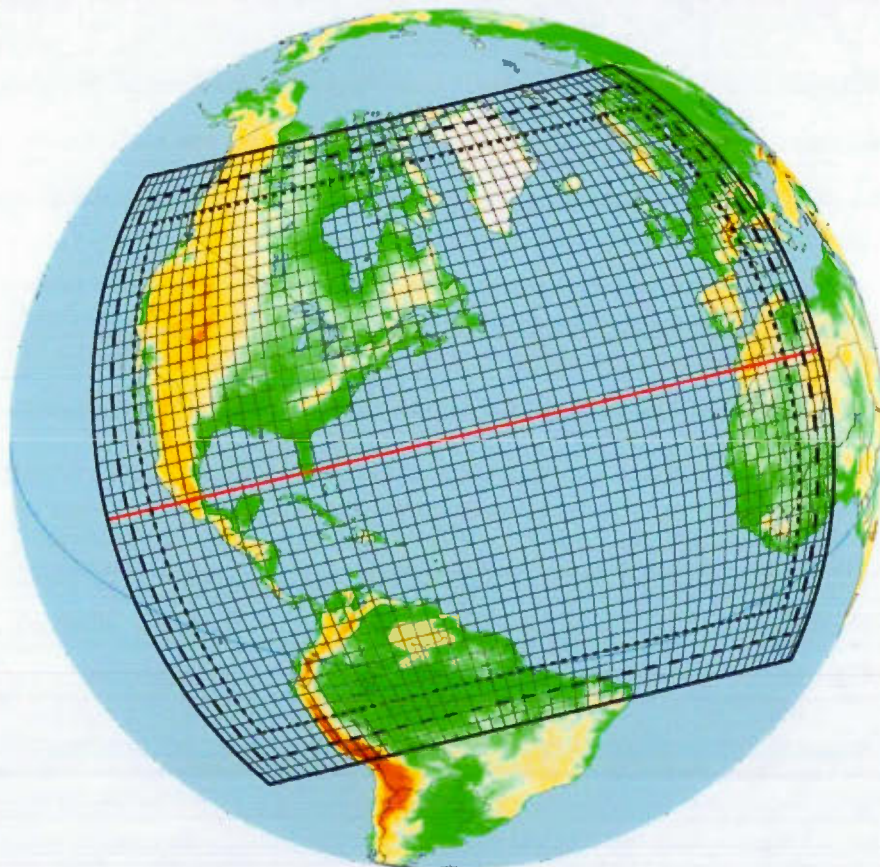
2.3.1.1 Grand domaine (domaine 1)

La résolution horizontale de la grille du LAM est de 0.44° (suivi du protocole CORDEX) avec (260 x 210) points de grille, incluant 10 points de grille pour la zone de pilotage et 10 autres points pour la zone tampon. Le domaine libre est ainsi de (220 x 170) points de grille (Fig. 2.1). La grille est tournée. Cette première étude s'est étalée de Janvier 1996 à Décembre 2005 soit sur 10 années (pas de spin-up).

Ce domaine a été choisi pour plusieurs raisons. Du point de vue numérique, la résolution étant de 0.44° avec un nombre de points de grille pas trop élevé, nous avons décidé que l'on pouvait simuler sur un domaine relativement vaste pour un MRC. Au niveau météorologique, beaucoup de tempêtes hivernales sur les régions côtières canadiennes arrivent par l'Atlantique. Les régions atlantiques et côtières sont aussi exposées aux effets de multiples phénomènes saisonniers et interannuels (cyclones tropicaux, ondes de tempête, inondations) [<http://www.comboxin.com/category/changement-climatique/>, consulté le 17 mai 2015].



a)



b)

Figure 2.1 Représentation en vue a) hémisphérique et b) planétaire du premier domaine étudié. Les zones tampon et de pilotage sont incluses ainsi que l'équateur de la grille en trait rouge.

2.3.1.2 Petits domaines (domaines 2_0.44 et 2_0.22)

La résolution horizontale est de 0.44° sur un domaine libre de (130×130) points de grille (Fig. 2.2). Le même domaine a également été traité avec une résolution de 0.22° , soit (268×268) points de grille (pour raison numérique, le ratio n'est pas exactement égal à 2). Dans les deux cas, la grille est également tournée. Les simulations s'étalent de Janvier 1979 à Décembre 2013 soit sur 35 années.

Le choix de ce domaine s'explique tout d'abord pour raison numérique. La résolution étant doublée, pour ne pas alourdir le coût informatique déjà multiplié par 8 ($[\Delta x_2 / \Delta x_1]^{-n} = 2^3 = 8$), le domaine a été principalement raccourci à ses limites Est et Ouest. Ensuite pour raison géographique. Tout en étant limitée à l'Est, la grille s'étend encore sur une grande partie de l'Atlantique Nord, monte plus vers le Nord du Canada et englobe la moitié du territoire américain. On évite d'avoir une frontière latérale du domaine libre coupant la région montagneuse à l'Ouest des États-Unis et on garde la région d'intérêt (côte Atlantique canadienne) au centre du domaine.

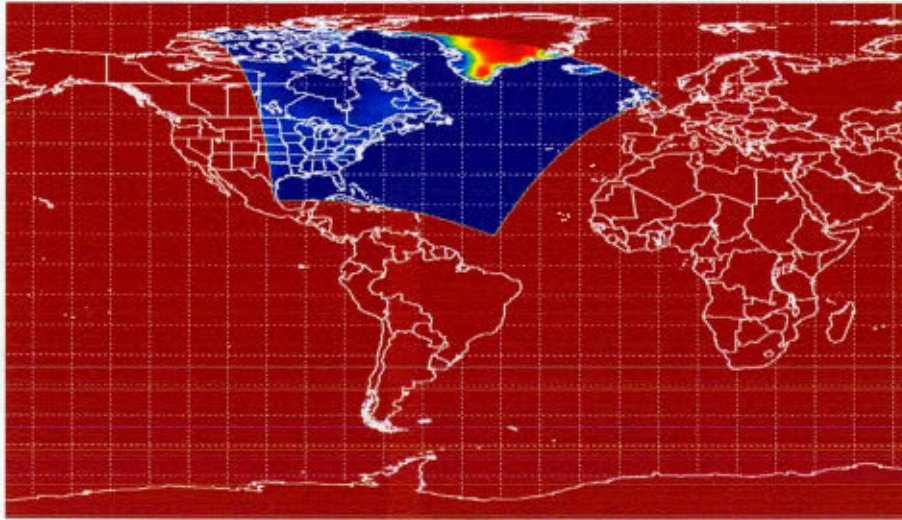
2.3.1.3 Comparaison des domaines

Méthodologiquement, ces trois configurations (Tableau 2.2) permettent de comparer :

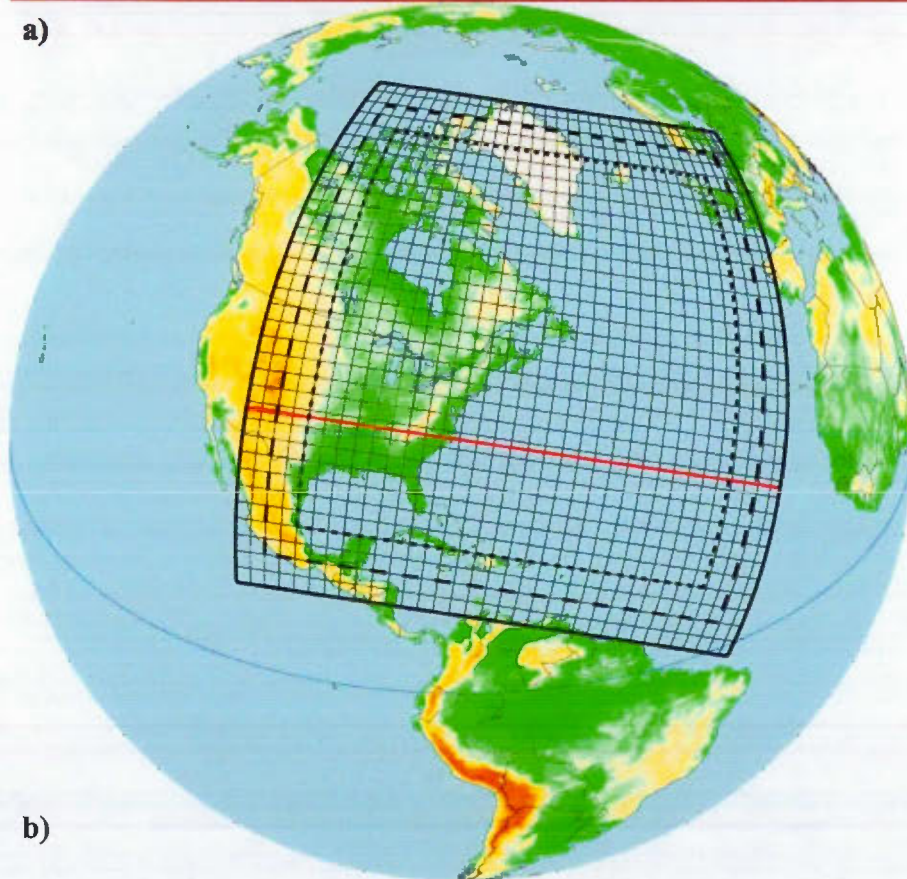
- différents domaines à même résolution (domaines 1 et 2_0.44) afin de voir l'influence de la dimension de la grille du MRC sur la simulation ;
- les mêmes domaines (domaines 2_0.44 et 2_0.22) pour juger la valeur ajoutée d'une augmentation en résolution.

Domaine	Résolution	Nombre de points du domaine libre	Période de simulation
1	0.44° (≈ 48.8 km)	220×170	1996-2005 (10 ans)
2_0.44	0.44°	130×130	1979-2013 (35 ans)
2_0.22	0.22° (≈ 24.4 km)	268×268	1979-2013 (35 ans)

Tableau 2.1 Récapitulatif des domaines d'étude



a)



b)

Figure 2.2 Représentation en vue a) hémisphérique et b) planétaire du second domaine étudié. Les zones tampon et de pilotage sont incluses ainsi que l'équateur de la grille en trait rouge.

2.3.2 Régions d'intérêt

Trois sites ont également été retenus : Halifax (Nouvelle-Écosse), Saint-Jean de Terre-Neuve (*St. John's*) en Terre-Neuve-et-Labrador et un point situé dans l'Atlantique (*Atlantique*) au large des côtes américaines à l'intersection du 40° parallèle Nord et 70° méridien Ouest (Fig. 2.3).



Figure 2.3 Points géographiques retenus pour évaluer les simulations

Les résultats des simulations sont ici directement comparés aux mesures à la station d'observation. Toutefois, la confrontation d'une variable climatique d'une cellule de maillage numérique avec celle d'une station météorologique nécessite une certaine précaution. En effet, une maille numérique représente une moyenne spatiale sur une grande surface ($\sim 25 \times 25 \text{ km}^2$ pour le domaine à 0.22° et $\sim 50 \times 50 \text{ km}^2$ pour celui à 0.44°) [Lucas-Picher et al., 2012]. On a représenté en Annexe E la zone géographique de Halifax, St. John's et du point Atlantique en y superposant les points du modèle retenus pour l'analyse statistique.

La difficulté est par ailleurs ici accentuée par le fait que Halifax et St. John's sont des stations côtières donc sous influence à la fois continentale et maritime. Il est ainsi pertinent de savoir quelle est la fraction terre-mer (%) pour chaque cellule entourant le point géographique concerné afin d'analyser les résultats du modèle. Gardons à l'esprit que les mesures à l'échelle locale sont sensibles à l'environnement immédiat [Lucas-Picher et al., 2012]. Elles ne sont donc pas comparables aux conditions qui prévalent ici dans le modèle sur des cellules de l'ordre de 600 km^2 au mieux pour la simulation à 0.22° . La figure 2.4 illustre le masque terre-mer (proportion de terre dans les cellules de la grille) des simulations au niveau des points Halifax, St. John's et Atlantique. Pour les deux résolutions $\Delta x = 0.44^\circ$ et $\Delta x = 0.22^\circ$, chaque figure a, b et c montre la même zone géographique, mais avec un nombre de points de grille (et donc de cellules) plus important pour la résolution plus fine à 0.22° ; ceci permet de juger visuellement le maillage numérique de chaque simulation.

2.3.3 Variables étudiées

La température ($^\circ\text{C}$) à 2 m (T2m), la précipitation totale (mm/jour) (PR), la hauteur (dam) du géopotential à 500 hPa (GZ500), la pression (hPa) au niveau de la mer (PN) et le module de la vitesse (m/s) du vent horizontal à 250 hPa (UV250) sont les principales variables météorologiques étudiées pour l'ensemble des domaines définis auparavant. Pour les trois régions d'intérêt précédemment citées, une étude statistique sur 35 années est entreprise. Cette étude comprend une distribution en intensité-fréquence selon la saison et un cycle annuel moyen (moyenne mensuelle) pour les champs de précipitation et températures. Il nous semble important de donner quelques précisions sur ces deux variables.

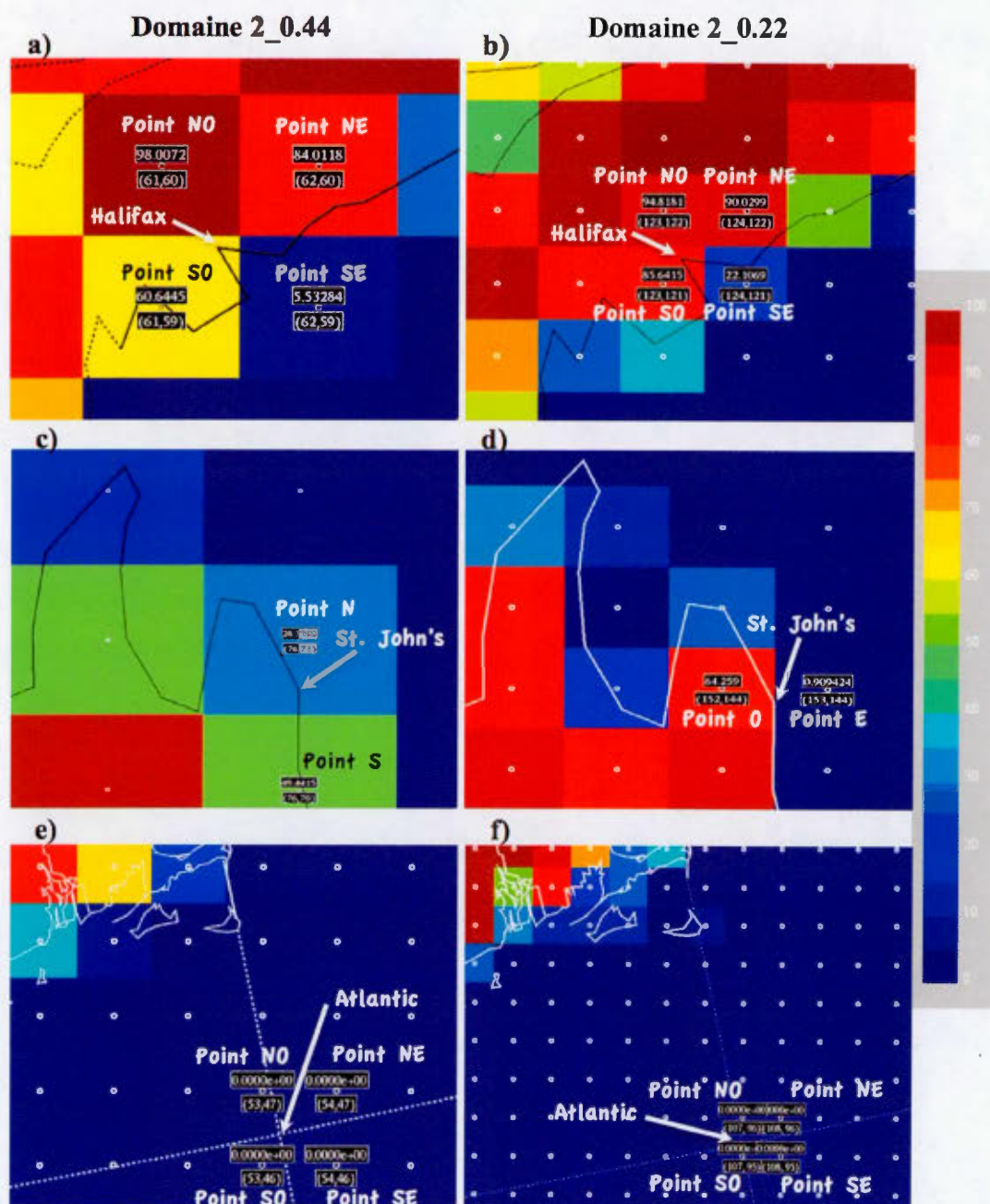


Figure 2.4 Points de grille du modèle pour (a & b) Halifax, (c & d) St. John's et (e & f) Atlantique sur le domaine 2_0.44 (*gauche*) et le domaine 2_0.22 (*droite*). Pour chaque point de grille, le chiffre supérieur indique la fraction de terre (%) dans la cellule considérée, le chiffre inférieur les coordonnées (n_i, n_j) du point dans le modèle.

2.3.3.1 Température à 2 m

Essentielle dans l'évaluation et la validation d'un modèle, cette variable météorologique est sûrement la quantité la plus couramment examinée, car elle est mesurable. Sa distribution permet de juger si la représentation de plusieurs processus physiques, comme l'interaction atmosphère-surface terrestre, la radiation solaire incidente ou la couverture nuageuse, est adéquate ou non [IPCC, 2013]. Concernant les données d'observations, l'analyse statistique (moyenne et variabilité) de cette variable requiert une couverture particulièrement importante.

2.3.3.2 Précipitation

La précipitation est le second champ météorologique le plus étudié, mais c'est aussi le plus contraignant [IPCC, 2013]. Utilisées pour la validation des résultats du modèle, les données de précipitation fournies par les réanalyses sont peu contraintes par l'observation. Elles sont surtout obtenues via des modèles numériques de prévisions, utilisés en assimilation de données et représentant assez imprécisément le processus physique de la précipitation [Hwang et al., 2010]. Ainsi, les erreurs d'observations et d'analyse y sont plus ou moins importantes. De plus, lorsque cela est possible, les résultats de précipitation du MRC sont comparés à plusieurs sources d'observations. Il est aussi utile de spécifier que la résolution du MRCC5 ne permettant pas d'utiliser un modèle nuageux 3-D (nécessitant une très haute résolution comprise entre 1 km et 5 km [Hong et al., 2014]), le schéma de convection de Kain-Fritsch est ici employé au sein du MRCC5. Par ailleurs, la mise à l'échelle de la précipitation apparaît comme un défi beaucoup plus difficile à relever que celle de la température en raison d'une hétérogénéité spatiale plus importante [IPCC, 2013] [Mearns et al., 2014].

Concernant les deux champs cités précédemment, il faut également avoir à l'esprit que le manque d'observations en régions montagneuses peut rendre l'analyse plus

difficile. De plus, pour la précipitation, l'effet topographique est plus variable spatialement que pour la température en surface, car il faut ajouter la direction du vent ou la pente de surface [Leung, 2012].

Avant d'analyser les résultats obtenus et de comparer les champs du modèle avec les réanalyses et observations disponibles, revenons sur la signification du terme « valeur ajoutée ».

2.3.4 Valeur ajoutée

La notion de valeur ajoutée ne répond à aucune définition formelle. La métrique statistique utilisée pour mesurer la différence (ou distance) entre le climat simulé et celui observé peut s'exprimer par:

$$\text{Éq. (2.9)} \quad d(X_{MC} - X_{OBS}) \text{ [Di Luca et al., 2015], avec :}$$

- X_{MC} : statistiques climatiques du passé récent ;
- X_{OBS} : statistiques climatiques correspondantes obtenues des observations.

C'est la méthode retenue ici et qui représente une méthode simple pour l'évaluation de modèle. La valeur ajoutée est fortement dépendante de la manière dont les processus physiques (e.g. précipitation) sont paramétrés dans le modèle et adaptés à la haute résolution [Di Luca et al., 2015]. Cet auteur présente aussi deux autres approches pour l'évaluation d'un MRC, mais toutes portent sur le concept de valeur ajoutée « observationnelle ». Notons aussi que la valeur ajoutée doit contenir les statistiques des données de pilotage.

Comme il a déjà été mentionné auparavant, le choix d'une métrique dépend de l'application d'intérêt et est ainsi assez arbitraire [Gleckler et al., 2008]. Leur robustesse statistique peut par ailleurs être mise en défaut par la variabilité interne du MRC [Di Luca et al., 2013], variabilité d'autant plus importante dans ses petites échelles spatio-temporelles [de Elía et al., 2013].

Il existe une autre catégorie de valeur ajoutée, toujours dans le cas de simulations régionales pilotées par des réanalyses : celle « conjecturale » (ou « potentielle »). Aucune observation n'est alors disponible, mais basée essentiellement sur des considérations théoriques ou des évidences empiriques. Sur ce point, le lecteur pourra consulter [Di Luca et al. \(2015\)](#) qui énumèrent également les divers facteurs influençant cette valeur ajoutée.

CHAPITRE III

ANALYSE DES RÉSULTATS DE SIMULATIONS

Ce troisième chapitre du document présente les résultats des simulations effectuées avec le MRCC5 sur les trois domaines. La première partie traite des moyennes saisonnières multi-annuelles de divers champs météorologiques (pression au niveau de la mer PN, température à 2 m T2m, géopotentiel à 500 hPa GZ500, vent à 250 hPa UV250 et précipitation PR). La seconde partie est consacrée à l'étude des variabilités transitoires interannuelles de ces mêmes variables météorologiques. Enfin, la dernière partie présente et analyse les distributions en intensité-fréquence et les cycles annuels des champs de la PR et T2m.

Tout au long de ce chapitre, les simulations sont confrontées à la réanalyse ERA-Interim ou aux observations lorsqu'elles sont disponibles, mais aussi comparées entre elles afin d'en tirer des conclusions sur l'influence de la taille et de la résolution du domaine.

3.1 Analyse des résultats

3.1.1 Moyenne saisonnière multi-annuelle du domaine 1 (1996-2005)

3.1.1.1 Pression au niveau de la mer

La figure 3.1 présente la pression au niveau de la mer (PN) du domaine 1 pour MRCC5 et ERA-Interim, moyennée sur les saisons d'été et d'hiver pour la période 1996-2005. Les différences entre le modèle et ERA-Interim sont également présentées. Constatons tout d'abord que les patrons de la PN figurent nettement :

- l'anticyclone des Açores qui étend par ailleurs sa crête barométrique en direction de la côte Est des États-Unis en période estivale pour devenir l'« anticyclone des Bermudes » ;
- la dépression d'Islande particulièrement marquée l'hiver et qui, en été, se divise en deux secteurs : un dans le détroit de Davis et un autre à l'ouest de l'Islande.

Comme il avait été constaté par [Martynov et al. \(2013\)](#), la différence avec Era-Interim est faible (± 2 hPa) sur une grande partie du domaine (Fig. 3.1e et f). Les plus grands écarts sont à signaler au niveau des Montagnes Rocheuses en été avec une amplitude d'environ 4-7 hPa [[Martynov et al., 2013](#)], ainsi que le long de la cordillère des Andes (Équateur et Colombie). En hiver, la PN au-dessus de la cordillère et d'une grosse partie du Groenland accuse un biais respectivement négatif et positif d'amplitude 4-8 hPa. Ces écarts sont principalement dus aux effets orographiques (la pression calculée dans le modèle est ramenée ou réduite au niveau de la mer) et semblent liés aux écarts de la température à 2 m (T2m), comme on peut le voir aux figures 3.2e et f : lorsque le biais de pression est très négatif, on a un biais chaud ; lorsque le biais de pression est très positif, on a un biais froid.

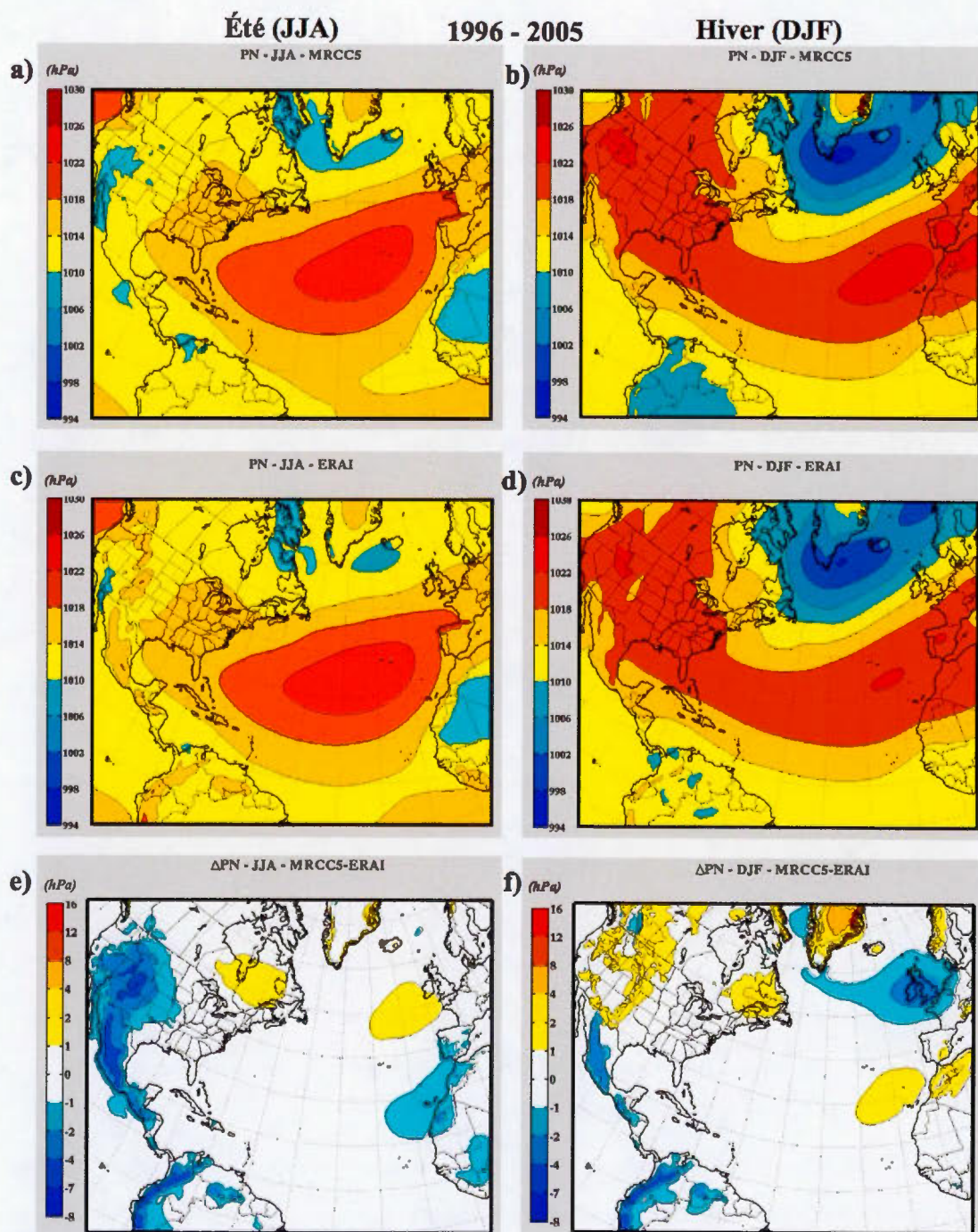


Figure 3.1 Moyenne saisonnière de la pression au niveau de la mer PN (hPa) du (a & b) MRCC5 et de (c & d) ERA-Interim, ainsi que son biais absolu (hPa) avec (e & f) ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005

3.1.1.2 Température à 2 m

La figure 3.2 montre le biais de la température à 2 m (T2m) du domaine 1 pour les saisons JJA et DJF (période 1996-2005) en comparant avec ERA-Interim et les données CRU_TS_3.1. D'une manière générale, l'atmosphère du modèle près du sol est plus froide que celle de ERA-Interim. La saison estivale accuse un biais relativement faible ($\pm 2^{\circ}\text{C}$) par rapport au biais hivernal, avec quelques régions plus touchées comme le Mexique, le centre du Venezuela, le sud du Groenland, le nord du Québec (au niveau du cercle arctique) et l'Archipel arctique canadien. On constate également un biais chaud (de l'ordre de $+3^{\circ}\text{C}$, mais pouvant atteindre $+6^{\circ}\text{C}$ dans les Rocheuses ou sur les Grands Lacs) sur une grande partie des États-Unis. À noter enfin aucun biais significatif avec ERA-Interim sur les océans (rappelons que les données CRU_TS_3.1 n'y sont pas disponibles), car les simulations du MRCC5 utilisent les données de température à la surface de la mer venant de ces réanalyses. Seul est à constater un biais froid en océan arctique et dans l'Archipel arctique.

En hiver, l'important biais froid groenlandais est relié au biais marqué sur la PN à la Fig. 3.1b. On discerne également très bien un autre biais froid, très étendu, sur toute la partie sud-ouest du continent américain, les Grandes Plaines, le Mexique (aussi en été), le nord-est du Québec (Terre-Neuve-et-Labrador), une grande portion de l'Île de Baffin, l'Espagne et la région saharienne occidentale. À noter aussi un biais chaud compris entre $1\text{-}3^{\circ}\text{C}$ très localisé sur la Chaîne Sawatch (Colorado) alors que le biais est froid aux alentours ; cela est dû à la distribution de la végétation dans cette région montagneuse [Martynov et al., 2013]. Dans la baie d'Hudson et le bassin de Foxe, on remarque enfin un léger biais chaud ($2\text{-}3^{\circ}\text{C}$) en comparant avec les réanalyses : MRCC5 et ERA-Interim calculent en effet différemment la température à la surface de la glace [Martynov et al., 2013].

Pour les deux saisons, des différences assez importantes apparaissent entre la réanalyse ERA-Interim et les données d'observations CRU_TS_3.1 dans des régions spécifiques et différentes les unes des autres comme celle arctique, groenlandaise,

nord-saharienne et forestière équatoriale (Amérique du Sud). Cela s'explique en partie par la rareté des observations dans ces zones du globe. En raison des disparités entre les données de référence (réanalyse de validation et observations), seuls les biais les plus élevés du MRCC peuvent être évalués [Martynov et al., 2013]. Sur le reste du domaine, la distribution spatiale des biais du MRCC5 avec ERA-Interim et CRU est semblable.

3.1.1.3 Précipitation

Les moyennes saisonnières de la précipitation (PR) du domaine 1 sont montrées à la figure 3.3, ainsi que les écarts absolus du MRCC5 par rapport à ERA-Interim et relatifs par rapport aux observations CRU_TS_3.1 et GPCP2 v1.2. Rappelons que les données de la précipitation issues de la réanalyse ERA-Interim sont un sous-produit du processus d'assimilation des données atmosphériques ; elles ne représentent pas en soi une analyse d'observations de la précipitation. L'écart relatif est calculé comme suit :

$$\text{Éq. (3.1)} \quad \% \text{ écart relatif} = \left[\frac{MRCC5 - Obs.}{0.5 * (MRCC5 + Obs.)} \right] * 100$$

On peut voir que l'écart absolu est faible (± 2 mm/jour) du Tropique du Cancer aux latitudes arctiques, avec une zone un peu plus marquée (entre 2-4 mm/jour) sur la façade atlantique américano-canadienne en été pour se déplacer plus sur l'Atlantique vers l'Est en hiver. Aux latitudes tropicales et équatoriales, la différence est significativement plus élevée avec un biais humide (MRCC5 donne plus de précipitation qu'observé) :

- au niveau de l'Amérique Centrale continentale et ses côtés attenants à l'ouest (océan Pacifique) et à l'Est (mer des Caraïbes), été comme hiver, par comparaison avec les données GPCP2 ;
- au large des côtes équatoriennes, avec une amplitude estivale plus importante;

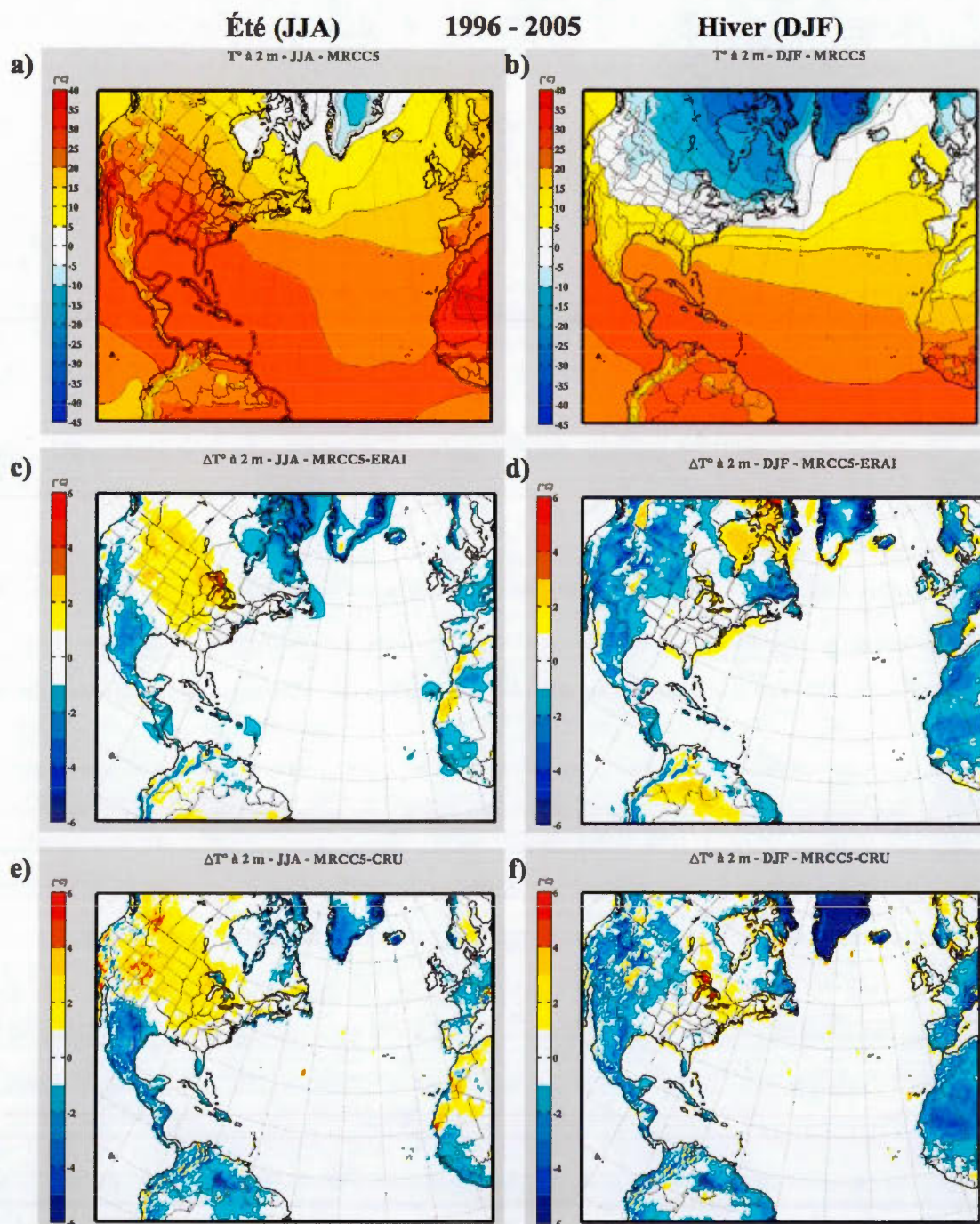


Figure 3.2 Moyenne saisonnière de la température à 2 m T2m (°C) du (a & b) MRCC5 ainsi que son biais absolu (°C) avec (c & d) ERA-Interim et (e & f) CRU_TS_3.1, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005

- sur une vaste région de l'Atlantique qui s'étend d'Ouest (Antilles) en Est (jusqu'au large des côtes occidentales africaines en hiver).

Les biais notés sur les régions côtières d'Amérique du Sud (côté océan Pacifique) s'expliquent par la difficulté du MRCC5 à simuler correctement la précipitation en zone orographique particulièrement escarpée [Martynov et al., 2013]. En effet, la résolution à 0.44° n'est pas encore assez fine pour capturer des paysages montagneux complexes, remarque qui s'applique aussi pour les réanalyses et observations présentement étudiées.

La différence relative permet de visualiser les biais plus en détails [Martynov et al., 2013], notamment sur les continents. Ainsi, été comme hiver, les biais avec GPCP2 et CRU_TS_3.1 sont compris entre ± 25 -50 % sur une grande partie du domaine. Des zones particulières comme le Sahara et le Groenland, où la précipitation est faible, font que de petits biais absolus correspondent à des écarts relatifs élevés. En été (Fig. 3.3e et g), le MRCC5 simule également moins de précipitation qu'observé dans le Golfe de Californie et le sud-ouest des États-Unis : le phénomène de Mousson nord-américaine n'est donc pas capté correctement par le modèle. Une explication pourrait être l'insuffisance de la résolution horizontale à reproduire correctement la structure complexe de la circulation atmosphérique associée à cette mousson, comme l'avait mentionné Martynov et al. (2013) pour les modèles globaux. Castro et al. (2007) a aussi montré que la qualité des simulations sur la Mousson nord-américaine avec un MRC, était fortement dépendante des données de pilotage; de petits biais sur la température à la surface de la mer peuvent ainsi contribuer au biais sur la précipitation associée à la mousson.

On note par ailleurs en hiver une nette discontinuité de l'écart relatif avec les données CRU_TS_3.1 à la frontière américano-canadienne sur les Prairies, phénomène aussi constaté dans l'étude de Martynov et al. (2013). Ce gradient n'apparaît pas lorsqu'on calcule la différence relative avec les données GPCP. Comme l'avaient conjecturé Martynov et al. (2013), cela supposerait un biais systématique non corrigé dans les

données nationales météorologiques d'observation, données ensuite utilisées pour générer les ensembles de données CRU_TS_3.1. [Yang et al. \(2005\)](#) évoquent ainsi une efficacité de capture des jauges différente entre celles américaines et canadiennes. Cette hypothèse est confirmée par le fait que les sets de données GPCP sont un mélange de données satellitaires et d'observations au sol. Toutes ces données font ensuite l'objet d'un traitement complexe. Le gradient constaté semble donc un artefact de mesure [[Martynov et al., 2013](#)]. Le traitement de la poudrerie (neige soufflée par le vent) a également été cité dans [Šeparović et al. \(2013\)](#) comme cause de cet artefact. En été, cette discontinuité disparaît et les différences relatives de précipitation entre CRU_TS_3.1 et GPCP2 s'amenuisent en général sur tout le continent américain.

En hiver, en comparant avec GPCP (Fig. 3.3h), on relève un biais relatif humide important sur l'Atlantique (centré sur les îles du Cap-Vert) et le long des côtes mexicaines. Pareillement aux simulations faites dans [Martynov et al. \(2013\)](#), l'écart relatif avec GPCP sur l'Archipel arctique et le Groenland est moins important qu'avec CRU_TS_3.1. La raison évoquée serait un meilleur échantillonnage spatial de GPCP (les données de stations en ces lieux sont en effet très éparées et on accorde alors plus de fiabilité aux résultats du modèle).

On remarque enfin que le MRCC5 simule une petite extrémité de la ceinture de pluie tropicale africaine remontant vers le Nord durant la saison estivale (Fig. 3.3a) : cela correspond au pic de la saison des pluies (mousson ouest-africaine) dans toute la région côtière de Guinée ($\approx 10^\circ\text{N}$) [[Hernández-Díaz et al., 2012](#)]. Toutefois, la précipitation simulée ne remonte pas assez vers le Nord, car le MRCC5 au-dessus du Sahel accuse un biais sec important (Fig. 3.3e et g) : [Hernández-Díaz et al. \(2012\)](#) ont émis l'hypothèse que cela serait lié à un flux de mousson faible associé au biais froid saharien constaté auparavant. On trouvera en Annexe F le biais de la précipitation sur le domaine 1 avec CRU_TS_3.1 et GPCP2, mais confronté cette fois avec celui de l'étude de [Martynov et al. \(2013\)](#), pour la période 1998-2008.

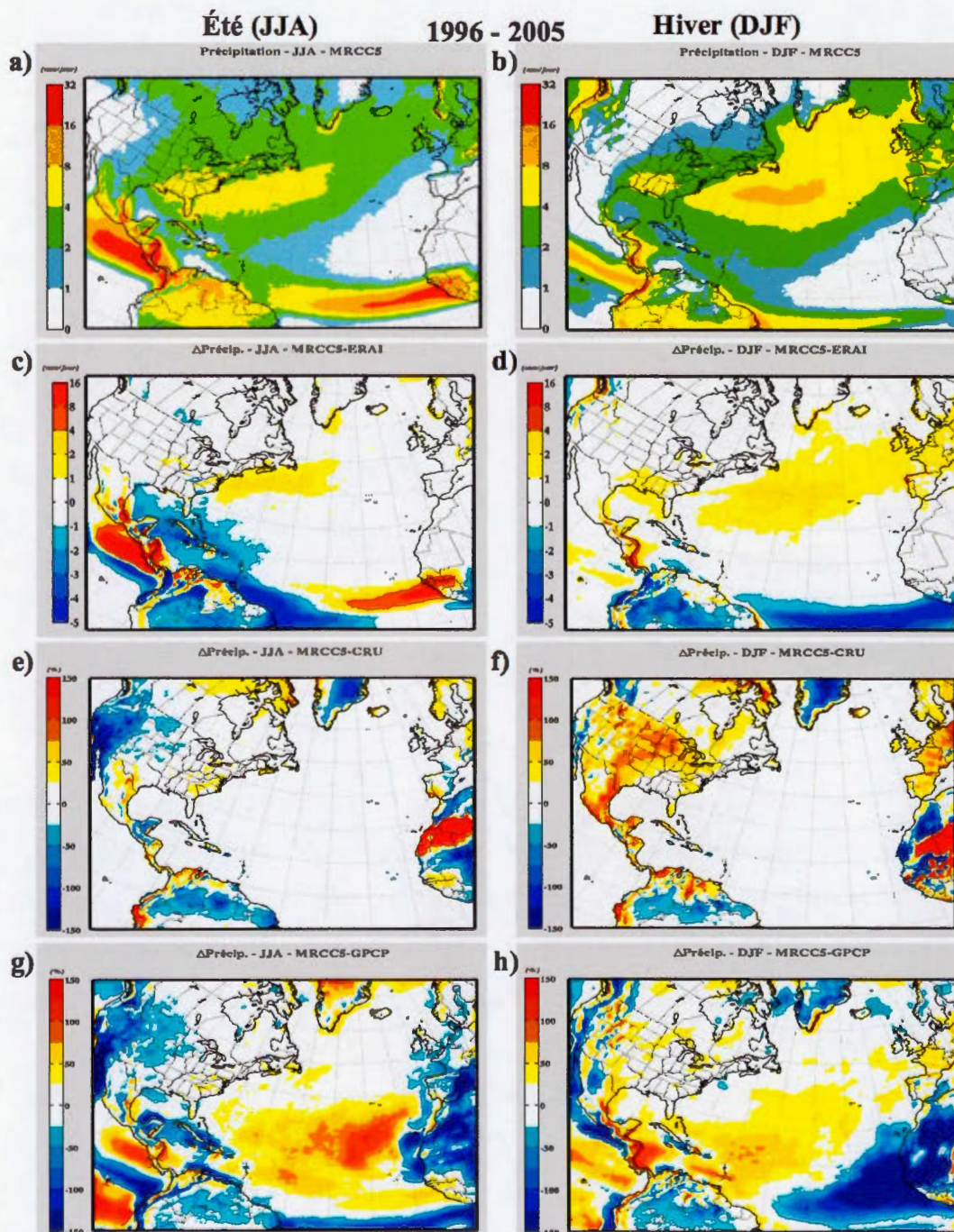


Figure 3.3 Moyenne saisonnière de la précipitation PR (mm/jour) du (a & b) MRCC5 ainsi que son biais absolu (mm/jour) avec (c & d) ERA-Interim, et relatif (%) avec (e & f) CRU_TS_3.1 et (g & h) GPCP2, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (gauche) et DJF (droite), sur la période 1996-2005

3.1.1.4 Géopotentiel à 500 hPa et vent à 250 hPa

Les moyennes saisonnières du géopotentiel à 500 hPa (GZ500) et du vent à 250 hPa (UV250) du domaine 1 sont montrées respectivement aux Fig. 3.4a-b et e-f, ainsi que les écarts absolus du MRCC5 par rapport à ERA-Interim aux Fig. 3.4c-d et g-h.

Les moyennes saisonnières de GZ500 sont très bien représentées par le modèle (Fig. 3.4a et b), car les biais absolus sont très faibles (± 4 dam) ; cela s'explique par le fait que le géopotentiel est un champ de grande échelle (onde longue). Le biais positif avec ERA-Interim constaté l'été sur les états à proximité des Grands Lacs (Fig. 3.4c) est corrélé au biais chaud (Fig. 3.2c).

Concernant UV250, le MRCC5 modélise bien le positionnement du courant-jet (Fig. 3.4e et f) : au Nord en été et au Sud en hiver. Les biais avec ERA-Interim sont de l'ordre de $\pm 4 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 3.4g et h). On notera des biais alternés sur l'Atlantique pour la saison hivernale (Fig. 3.4h).

3.1.2 Comparaison des moyennes saisonnières entre les trois domaines

Nous entamons maintenant une comparaison des moyennes saisonnières entre les trois domaines. Plutôt que de montrer les patrons du MRCC5 du domaine 2_0.44 (1979-2013), qui visuellement sont souvent très semblables à ceux obtenus précédemment pour le domaine 1 (1996-2005), nous présentons directement leurs biais en les confrontant à ceux de la première simulation (domaine 1). Concernant le domaine 2_0.22, pour certains champs, nous confrontons les résultats avec ceux du domaine 2_0.44 afin de juger l'influence du gain en résolution horizontale.

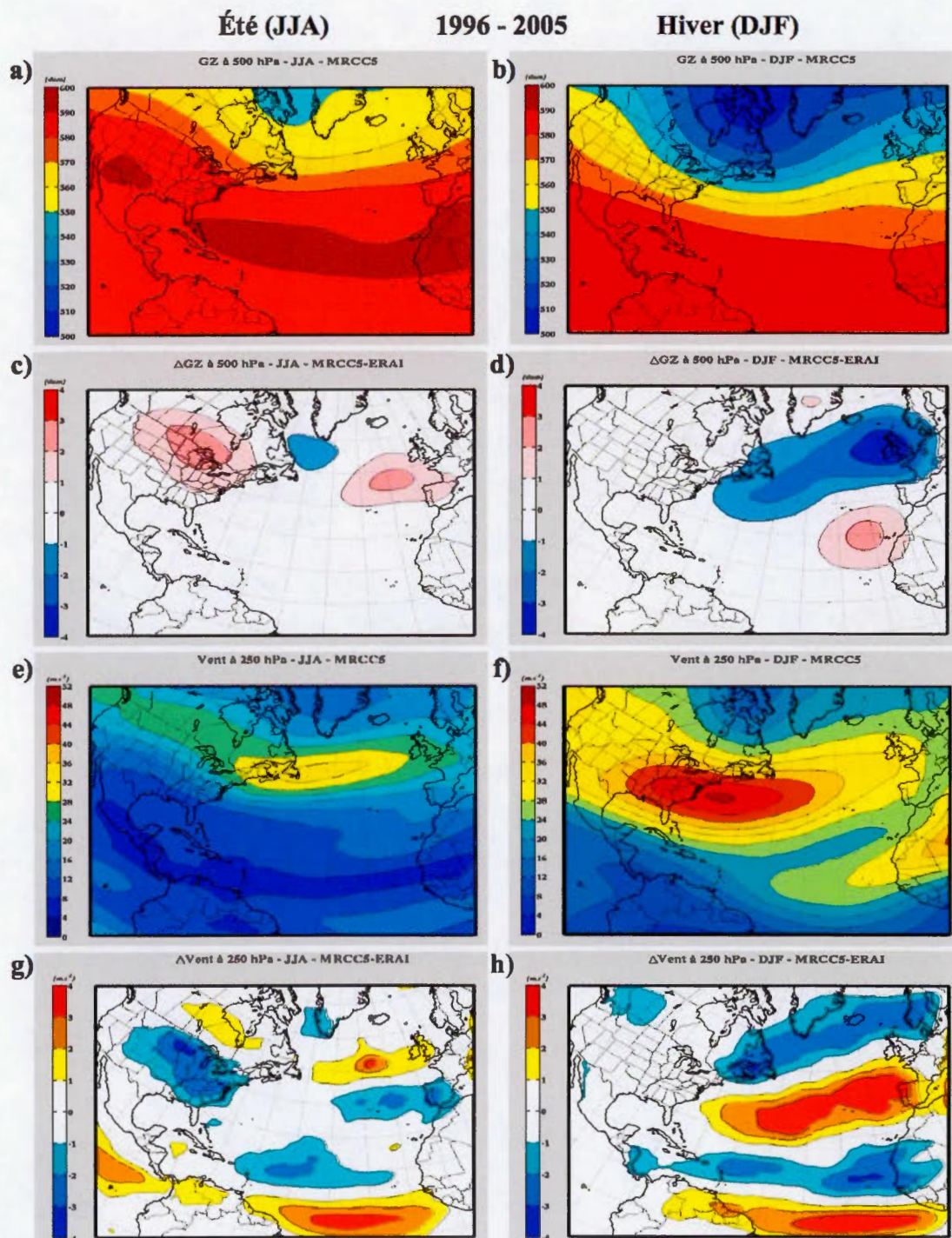


Figure 3.4 Moyenne saisonnière du (a & b) GZ500 (dam) et de (e & f) UV250 (m.s⁻¹) ainsi que (c-d & g-h) son biais absolu respectif avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*), sur la période 1996-2005

3.1.2.1 Domaine 1 vs domaine 2_0.44

❖ Pression au niveau de la mer et température à 2 m

On montre à la figure 3.5 les biais absolus de la PN et T2m sur les domaines 1 et 2_0.44 avec ERA-Interim pour les saisons JJA et DJF. Le domaine 2_0.44 ne contenant plus les zones montagneuses américaines (cordillère des Andes et Rocheuses), les biais sur la PN y sont beaucoup plus petits (± 2 hPa) (Fig. 3.5b), excepté au Groenland en hiver (Fig. 3.5d). On remarque un biais positif estival moins étendu sur le Québec par rapport au domaine 1, ainsi qu'un petit biais négatif étalé sur la mer d'Irminger (Fig. 3.5b). La figure 3.5d montre que le MRCC5, sur le domaine 2_0.44, surestime légèrement la PN sur une partie de l'Atlantique Nord.

Pour la T2m, les biais estivaux sont semblables sur les deux domaines excepté un biais plus faible (en amplitude et spatialement) pour le domaine 2_0.44 sur les États-Unis (Fig. 3.5f). En hiver, le biais est plus restreint sur la partie Est du Québec (Fig. 3.5h) par rapport au domaine 1 (Fig. 3.5g). Ainsi, globalement, l'influence de la taille du domaine est assez restreinte à la vue des résultats des simulations.

À titre indicatif, regardons sur la figure 3.6 les biais sur la T2m du domaine 2_0.44 avec ERAI et CRU_TS_3.1 en les confrontant avec ceux de l'étude de [Martynov et al. \(2013\)](#). Les résultats sont très semblables, avec toutefois quelques différences : dans notre cas, les biais estivaux sont moins importants sur le Québec (Fig. 3.6b et d) ainsi que ceux hivernaux sur une grande partie Est des États-Unis (Fig. 3.6f et h).

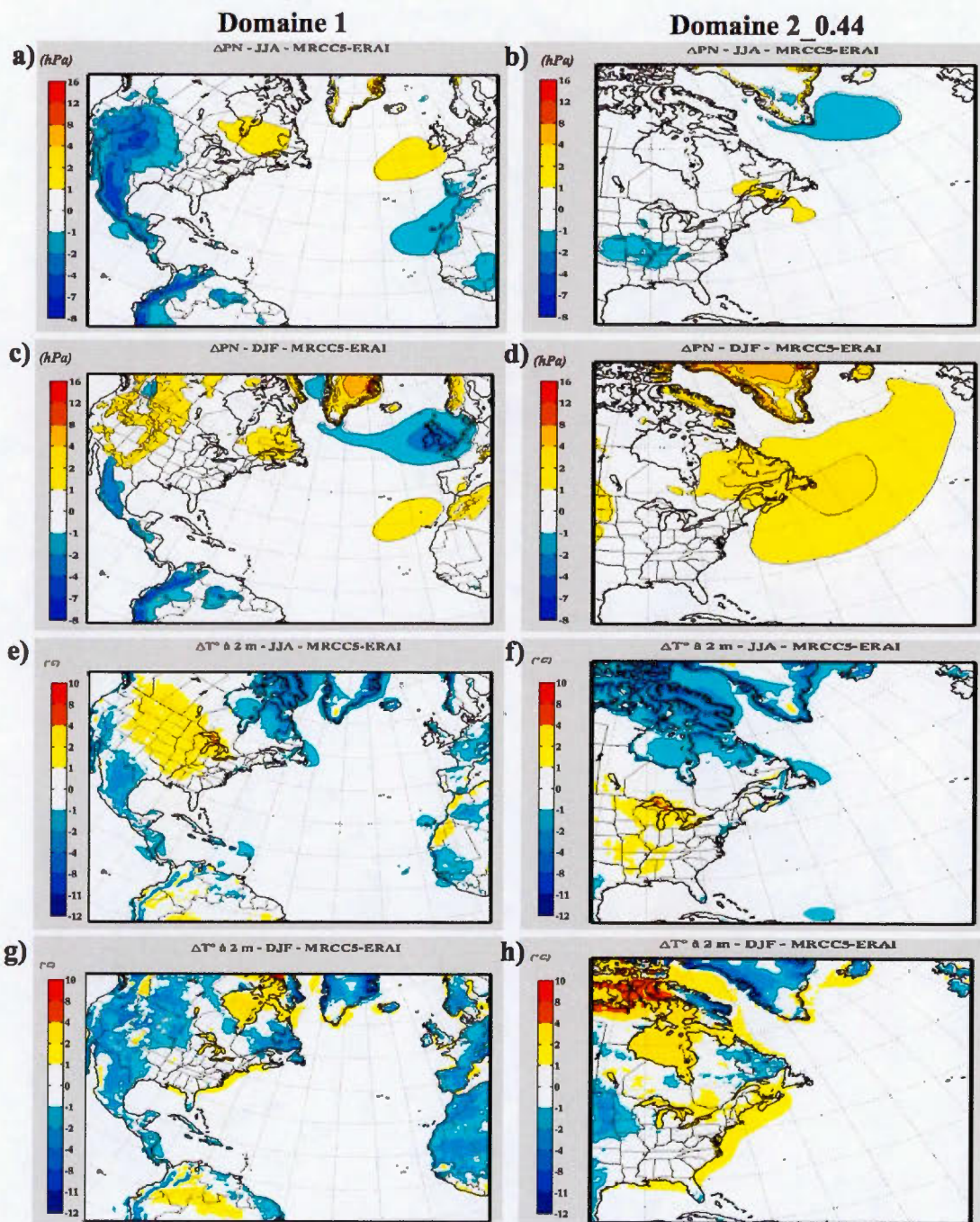


Figure 3.5 Biais absolu avec ERA-Interim de la (a, b, c & d) PN (hPa) et (e, f, g & h) T2m (°C), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^{\circ}$, période 1996-2005 ; gauche) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^{\circ}$, période 1997-2013 ; droite), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF

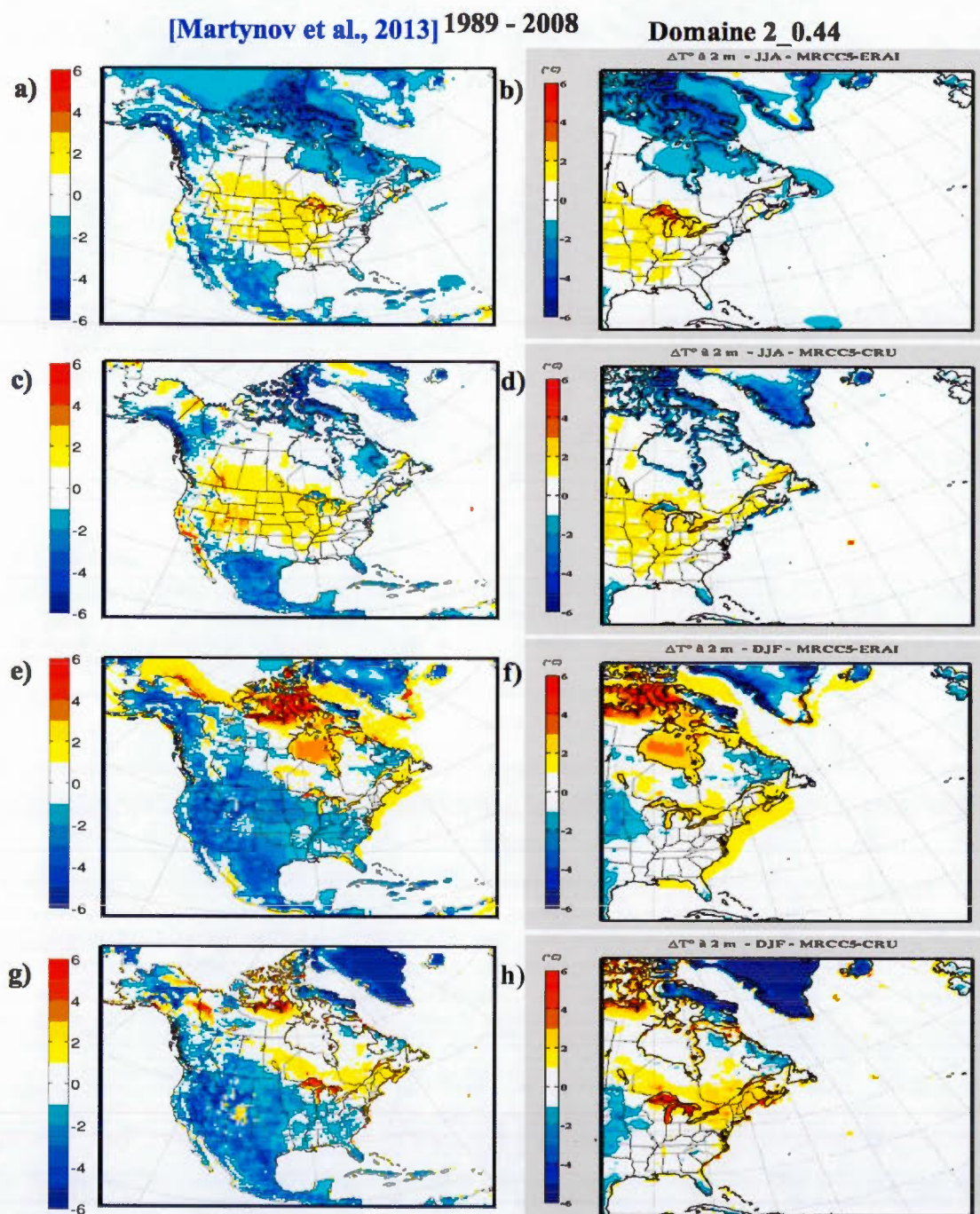


Figure 3.6 Biais absolu ($^{\circ}\text{C}$) avec (a-b & e-f) ERA-Interim et (c-d & g-h) CRU_TS_3.1, de la T2m ($^{\circ}\text{C}$), sur les domaines de Martynov et al. (2013) ($\Delta x = 0.44^{\circ}$; gauche) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^{\circ}$; droite), pour (a, b, c & d) JJA et (e, f, g & h) DJF, sur la période 1989-2008

❖ Précipitation

On présente maintenant à la figure 3.7 les biais absolus et relatifs de la précipitation telle que simulée sur les domaines 1 (période 1996-2005) et 2_0.44 (période 1979-2013) avec ERA-Interim pour JJA et DJF. D'une manière générale, on remarque tout d'abord que MRCC5 donne plus de précipitation que ERA-Interim, d'où un biais relatif humide sur une grande partie du domaine et compris entre 50-75 % : c'est le « syndrome de la bruine », particulièrement visible sur le domaine 2_0.44. On remarque d'ailleurs que les quantités de neige tombant en hiver à l'Est des Grands Lacs sont surévaluées par le MRCC5 (Fig. 3.7h). On note également sur le domaine 2_0.44, aux figures 3.7d et h, des effets de bord. Également, à la figure 3.7h, des biais humides relatifs très petits voire secs en hiver dans la partie centrale des États-Unis ou le Golfe du Mexique ; sur le domaine 1, on avait des biais relatifs humides compris entre 50-75 % dans ces deux régions.

À la figure 3.8, on trace le biais relatif de la précipitation sur les domaines 1 (1996-2005) et 2_0.44 en les confrontant aux données CRU_TS_3.1 et GPCP2. Le biais relatif sur le domaine 2_0.44 est ici tracé sur la période 1998-2008 (car calculé initialement pour comparer avec les résultats dans [Martynov et al. \(2013\)](#)). Il semble que le domaine 2_0.44 donne de meilleurs résultats sur le Groenland. Toutefois, étant donné la rareté de la précipitation et le faible nombre de stations, n'oublions pas que les données d'observations sur le continent groenlandais sont sujettes à caution. Des effets de bord sont présents lorsqu'on compare avec GPCP2 (Fig. 3.8f et h). Le biais humide relatif en hiver du domaine 2_0.44 est ici encore élevé dans les régions arctiques (Fig. 3.8d et h) où la précipitation est faible et les données d'observations très éparées. On note enfin, à la figure 3.8h, un biais sec relatif hivernal avec GPCP2 dans le Golfe du Mexique; ce biais n'est présent ni sur le domaine 1 (comme d'ailleurs à la figure 3.7g sur le domaine 1, ainsi que nous l'avons fait remarquer précédemment) ni dans la simulation de [Martynov et al. \(2013\)](#) (voir Annexe F).

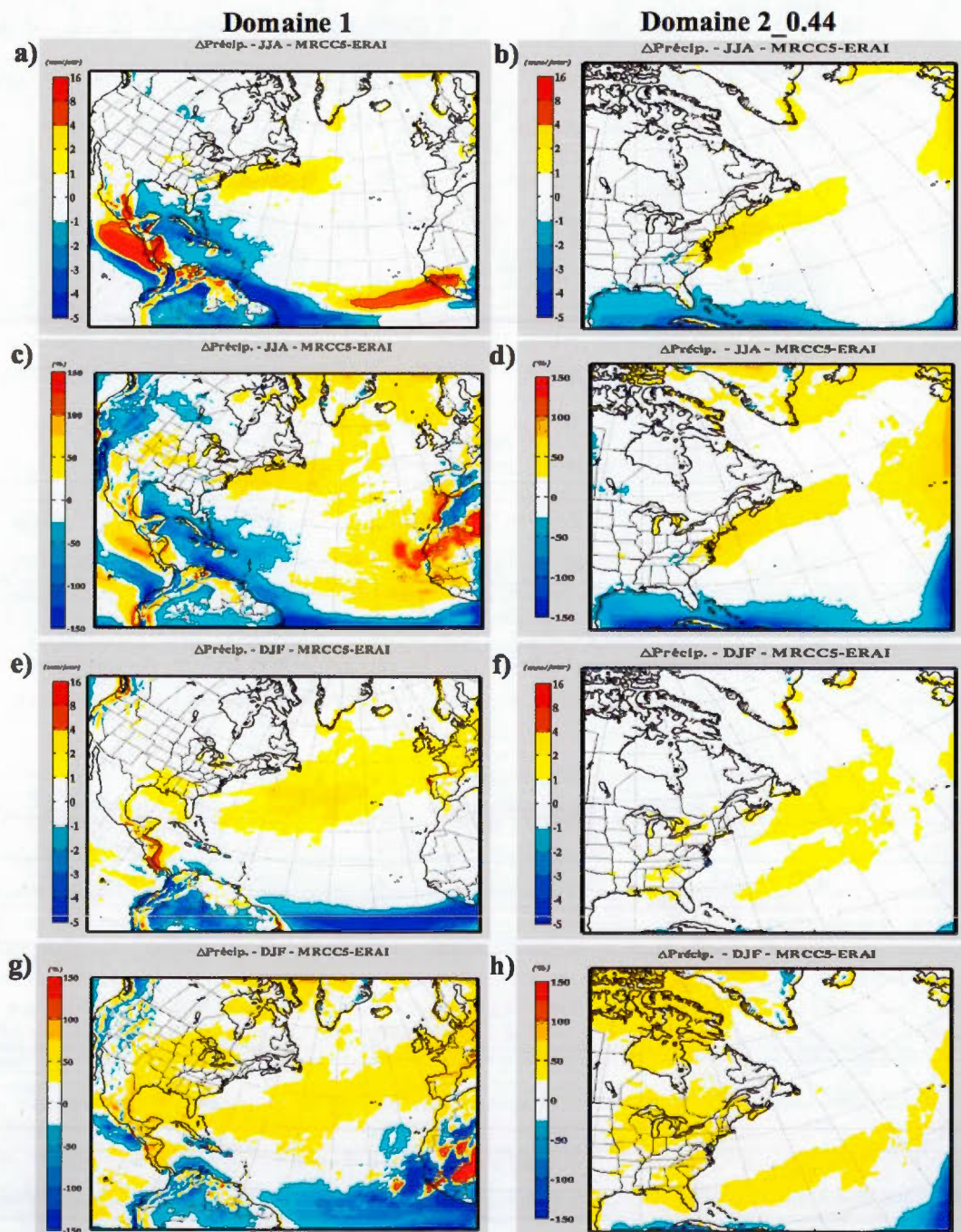


Figure 3.7 Biais (a-b & e-f) absolu (mm/jour) et (c-d & g-h) relatif avec ERA-Interim de la précipitation (mm/jour), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche) et 2 0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; droite), pour (a, b, c & d) JJA et (e, f, g & h) DJF

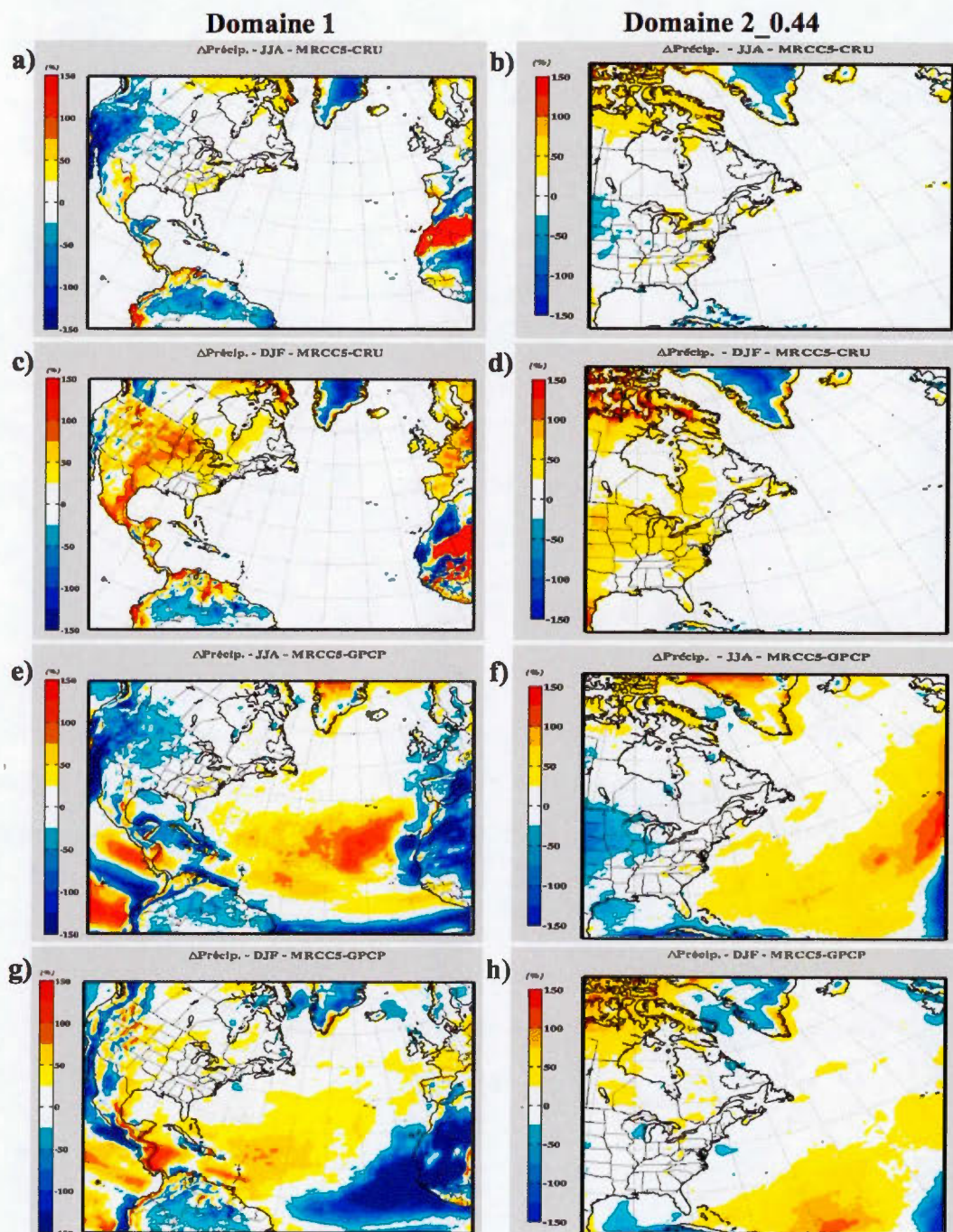


Figure 3.8 Biais relatif (%) avec (a, b, c & d) CRU_TS_3.1 et (e, f, g & h) GPCP2, de la précipitation (mm/jour), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1998-2008 ; droite), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF

❖ Géopotentiel à 500 hPa et vent à 250 hPa

Le biais absolu saisonnier du GZ500 et de UV250 sur les domaines 1 et 2_0.44 avec ERA-Interim est montré à la figure 3.9. Bien que le biais soit très faible pour les deux domaines, la simulation sur le domaine 2_0.44 présente un biais un peu moins intense et qui s'est décalé vers l'Est (frontière États-Unis/Canada) (Fig. 3.9b) par rapport au domaine 1 (Fig. 3.9a). Ce biais s'étale en hiver dans le domaine 2_0.44 alors qu'il est absent du domaine 1.

Pour UV250, le domaine 2_0.44 présente de bien meilleurs résultats : le biais sur l'Atlantique a quasiment disparu (Fig. 3.9f et h) ainsi que le biais en été présent sur le domaine 1 sur une bonne partie des États-Unis (Fig. 3.9e).

3.1.2.2 Domaine 2_0.44 vs domaine 2_0.22

❖ Pression au niveau de la mer et température à 2 m

On trace à la figure 3.10 le biais absolu de la PN et T2m avec ERA-Interim pour les domaines 2_0.44 et 2_0.22 sur la période 1979-2013. Concernant la PN, le domaine 2_0.22 montre un biais plus élevé sur le Groenland, en été (Fig. 3.10b) comme en hiver (Fig. 3.10d). Le reste est très semblable pour les deux domaines. La même remarque peut se faire pour le champ de la T2m. À noter cependant un biais beaucoup mieux détaillé localement et un découpage des contours plus important pour la simulation à 0.22°, principalement sur le Groenland et les régions côtières (Fig. 3.10f et h). On voit donc ici qu'une meilleure représentation des forçages de surface et orographique sur le Groenland semble être responsable de la génération de détails de petite échelle.

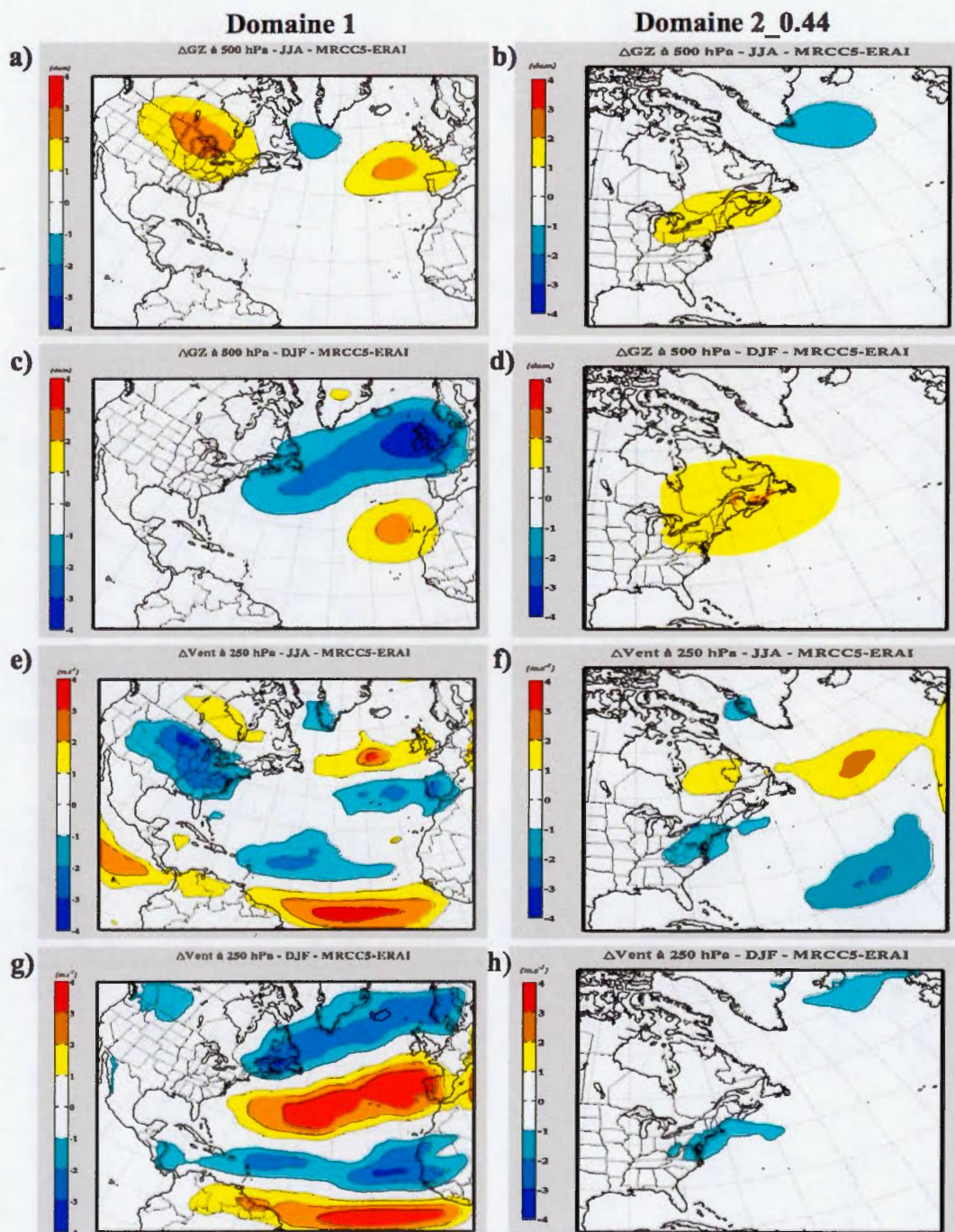


Figure 3.9 Biais absolu avec ERA-Interim du (a, b, c & d) GZ500 (dam) et de (e, f, g & h) UV250 (m.s^{-1}), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche) et 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; droite), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF

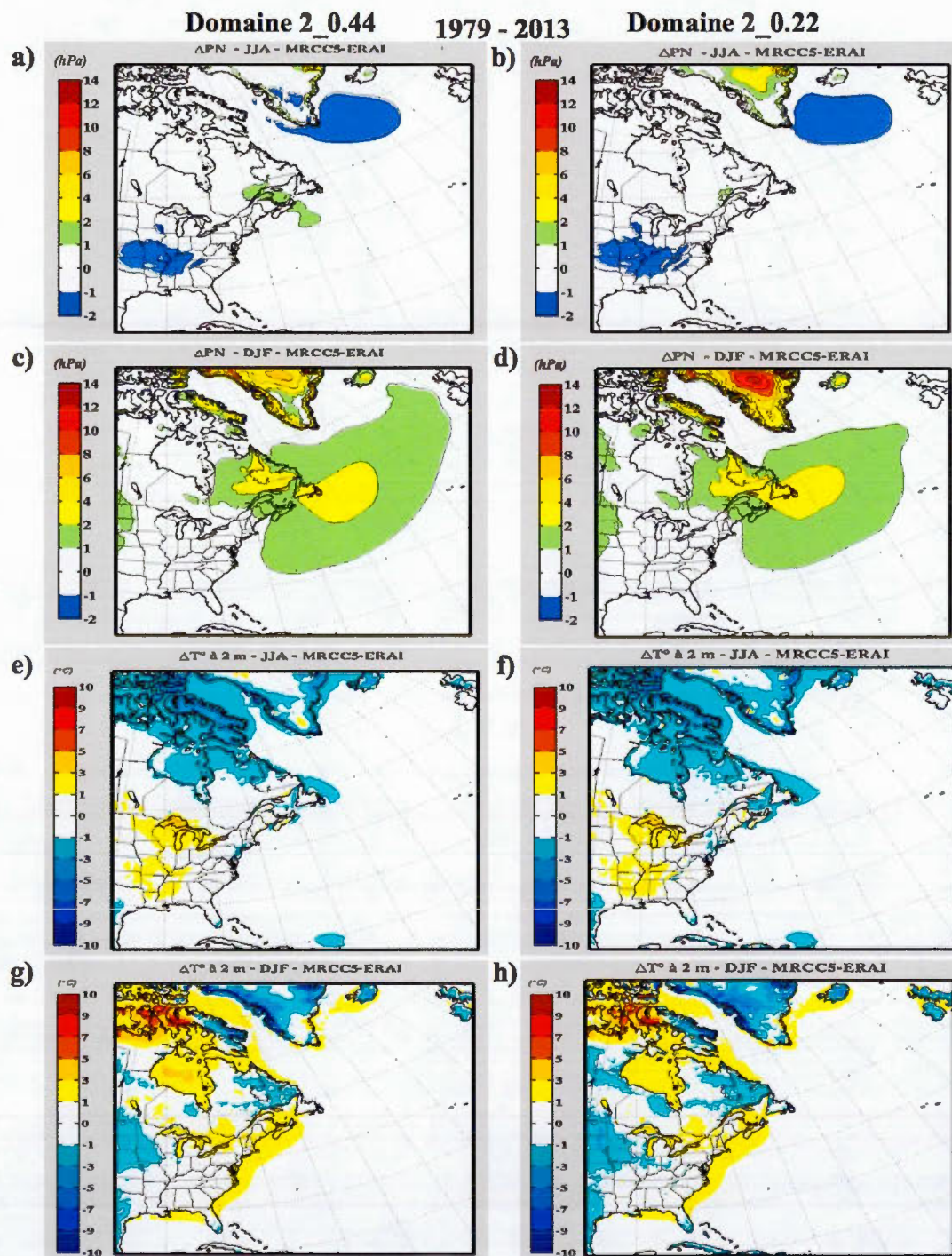


Figure 3.10 Biais absolu avec ERA-Interim de la (a, b, c & d) PN (hPa) et (e, f, g & h) T2m (°C), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; gauche) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; droite), pour (a-b & e-f) JJA et (c-d & g-h) DJF, sur la période 1979-2013

❖ Précipitation

On compare maintenant à la figure 3.11 le biais relatif de la précipitation avec ERA-Interim sur les domaines à 0.44° et 0.22° . Le biais relatif du domaine 2_0.22 apparaît avec des contours un peu plus découpés. Dans le Nord et le Sud de la zone atlantique sur le domaine 2_0.22, on note un biais humide alors qu'il est quasiment nul sur le domaine 2_0.44. On remarque enfin des effets de bords dans les deux simulations. La valeur ajoutée d'une résolution plus fine reste ici faible.

On peut aussi tracer à la figure 3.12 l'écart entre les domaines 2_0.44 et 2_0.22 de la moyenne de la PR pour les saisons JJA et DJF. Celui-ci est faible (± 1 mm/jour) sur tout le domaine, excepté sur les côtes du Groenland où le modèle à résolution plus grossière précipite un peu plus : une moins bonne représentation du relief côtier peut en être la raison.

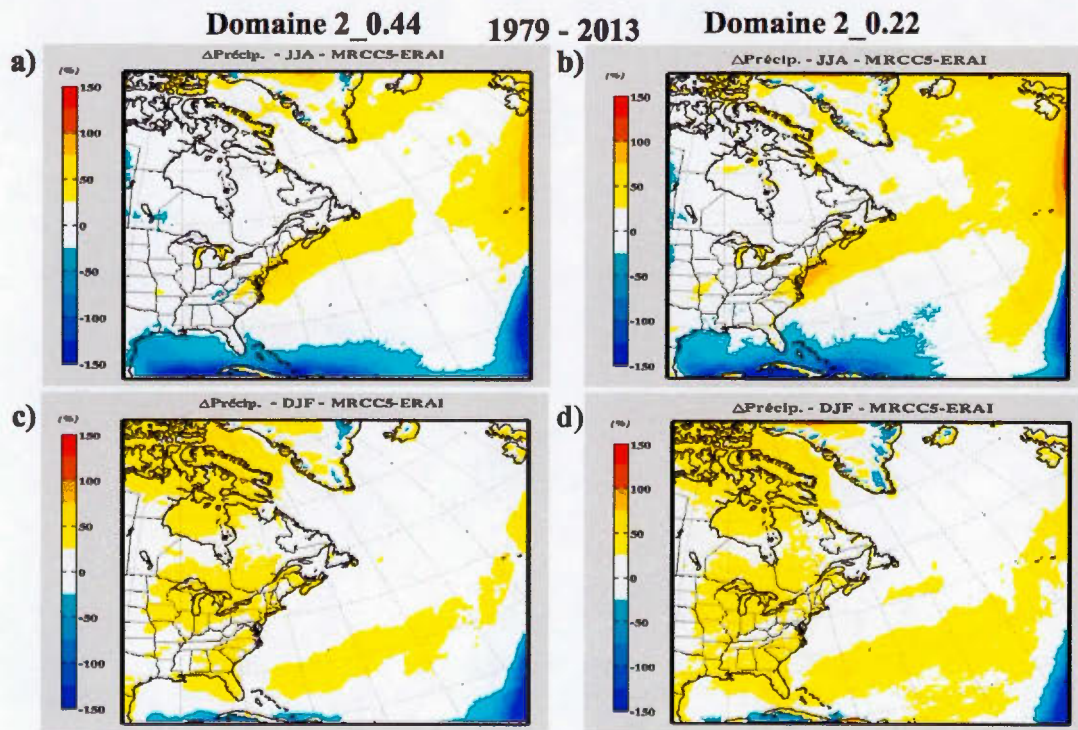


Figure 3.11 Biais relatif (%) avec ERA-Interim de la précipitation (mm/jour), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; gauche) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; droite), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1979-2013

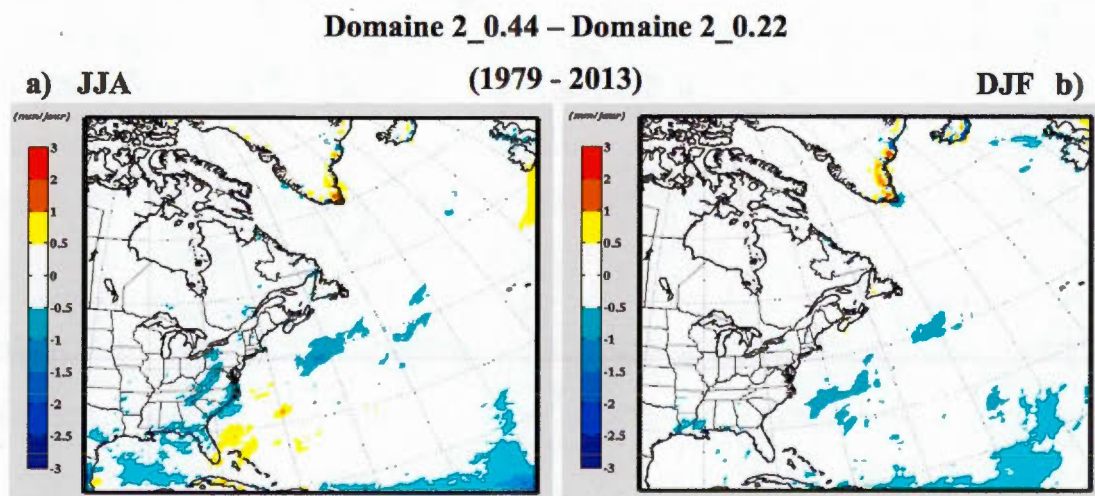


Figure 3.12 Écart absolu (mm/jour) de la précipitation (mm/jour) entre les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2013

❖ Géopotentiel à 500 hPa et vent à 250 hPa

Le biais de GZ500 avec ERA-Interim pour le domaine 2_0.22 est très semblable à celui du domaine 2_0.44 présenté à la figure 3.9. Le biais de UV250 étant analogue entre les domaines 2_0.44 et 2_0.22 pour DJF, la figure 3.13 ne montre ici que celui de la saison JJA : on note une légère diminution de l'étendue des écarts maximaux pour le modèle à plus fine résolution.

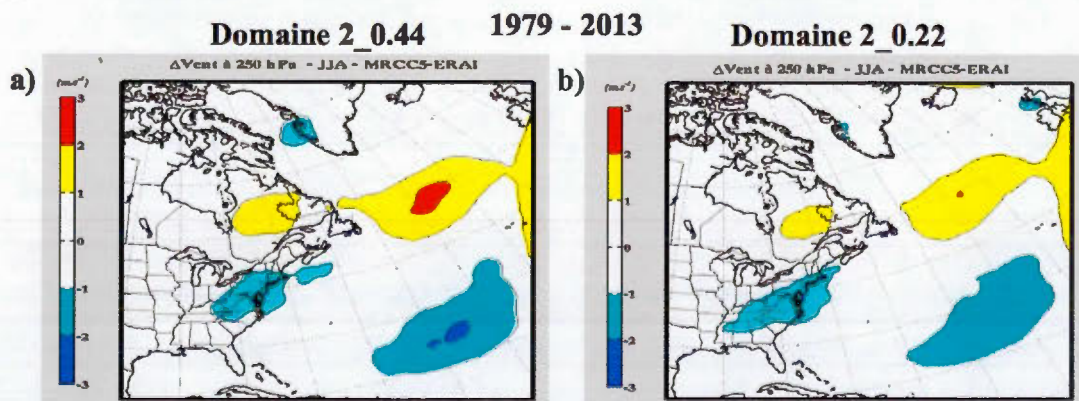


Figure 3.13 Biais absolu (m.s^{-1}) avec ERA-Interim de UV250 (m.s^{-1}) sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour JJA, sur la période 1979-2013

3.1.3 Variabilité transitoire multi-annuelle du domaine 1 (1996-2005)

3.1.3.1 Pression au niveau de la mer et géopotentiel à 500 hPa

La figure 3.14 expose la variabilité transitoire journalière de la PN et du GZ500 sur le domaine 1 pour le MRCC5 ainsi que son biais absolu par rapport à ERA-Interim, pour les saisons JJA et DJF sur la période 1996-2005. Les figures 3.14a et b montrent une variabilité de la PN importante et centrée sur l'Islande où les valeurs en DJF sont quasiment le double de celles en JJA. Le biais sur la variabilité de la PN est faible, mais toujours positif (compris entre 1-3 hPa) ; il est plus étendu sur l'Atlantique Nord durant l'hiver (Fig. 3.14d). Comme pour PN, la variabilité hivernale de GZ500 (Fig. 3.14f) est plus forte que celle estivale (Fig. 3.14e), car les tempêtes hivernales sont de forte amplitude dans cette zone du monde. Les patrons des variabilités du GZ500 et de la PN sont en fait reliés et peuvent être utilisés comme indicateur de l'activité synoptique [Dorn et al., 2000]. L'Atlantique Nord est une zone où alternent rapidement les dépressions et anticyclones (générés par les instabilités de la zone barocline des latitudes moyennes). Les variabilités de ces deux champs au niveau de la zone dépressionnaire islandaise représentent l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA), particulièrement importante et active en hiver.

Le fait d'avoir un biais positif sur ces deux champs signifie que la variabilité du MRCC5 est supérieure à celle de ERA-Interim. Cette tendance du modèle est présente à la figure 3.14d où l'on remarque que les creux/crêtes sont légèrement accentués sur l'Atlantique Nord.

On peut donc résumer que le MRCC5 reproduit bien la variabilité transitoire journalière du GZ500 et de la PN associée à l'extension et intensification de la dépression d'Islande en hiver.

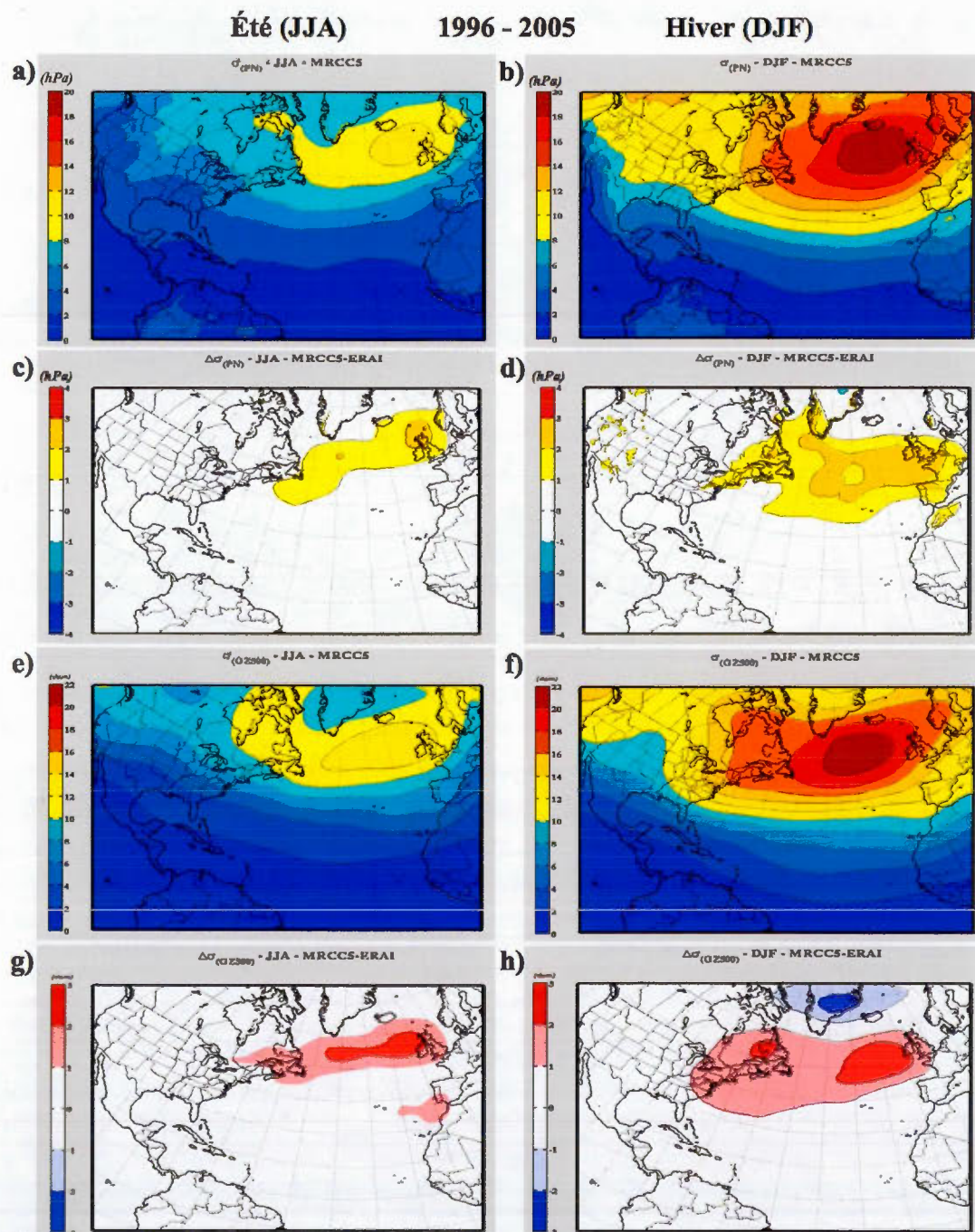


Figure 3.14 Variabilité transitoire journalière de la (a & b) PN (hPa) et du (e & f) GZ500 (dam) ainsi que (c-d & g-h) son biais absolu respectif avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (gauche) et DJF (droite), sur la période 1996-2005

3.1.3.2 Vent à 250 hPa et précipitation

Les figures 3.15 et 3.16 exposent respectivement la variabilité transitoire de UV250 et de la PR sur le domaine 1 pour MRCC5 ainsi que son biais absolu avec ERA-Interim (1996-2005) et GPCP (1997-2005), pour les saisons JJA et DJF. Malgré une variabilité élevée de UV250 aux moyennes latitudes causée par le courant-jet, surtout en hiver (Fig. 3.15c), le biais est de faible amplitude ($\pm 3 \text{ m.s}^{-1}$) et très localisé (Fig. 3.15d).

Concernant la précipitation, on remarque que les patrons de la variabilité (Fig. 3.16a et b) sont très semblables à ceux de la moyenne saisonnière (Fig. 3.3a et b). En général, le biais est assez petit, excepté au niveau de la bande équatoriale en été (Fig. 3.16c et e) où les précipitations sont intenses en lien avec la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT).

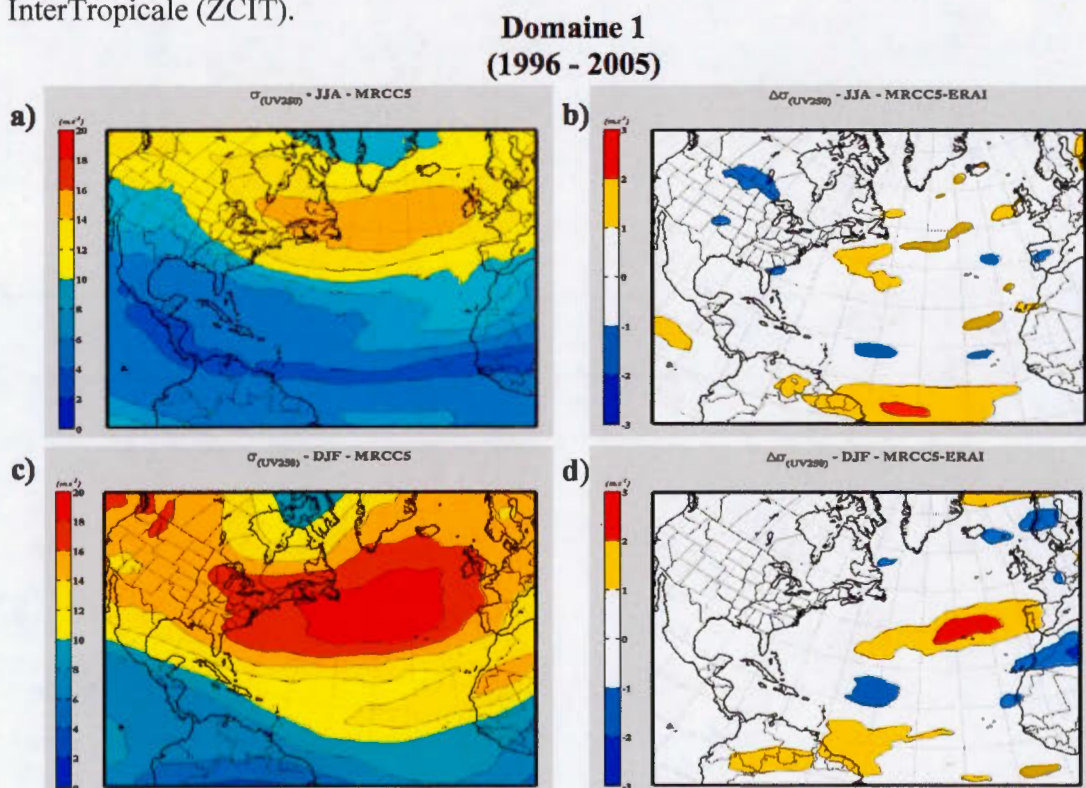


Figure 3.15 Variabilité transitoire journalière de UV250 (m.s^{-1}) du (a & c) MRCC5 ainsi que (b & d) son biais absolu (m.s^{-1}) avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1996-2005

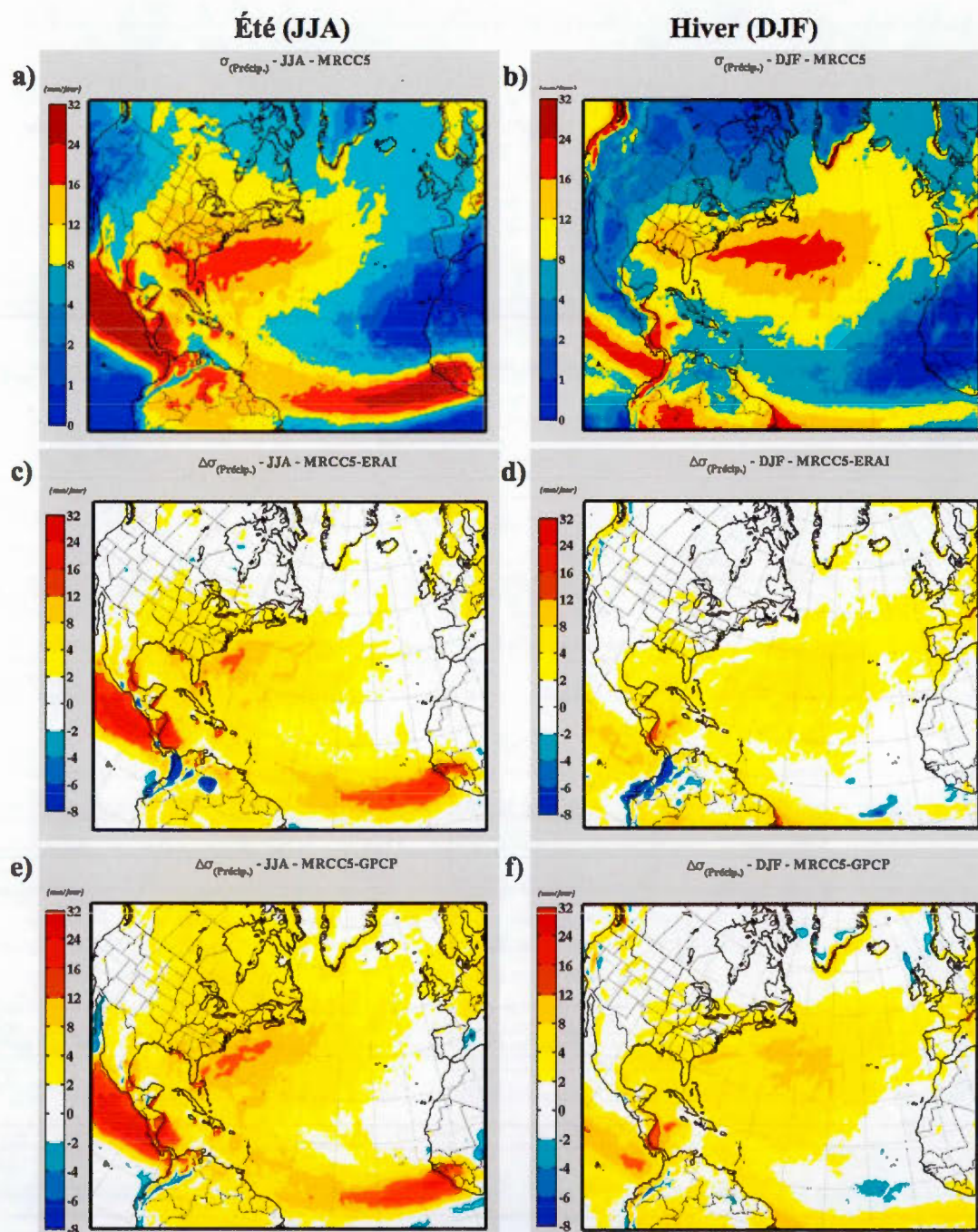


Figure 3.16 Variabilité transitoire journalière de la PR (mm/jour) du (a & b) MRCC ainsi que son biais absolu (mm/jour) avec (c & d) ERA-Interim (1996-2005) et (e & f) GPCP2 (1997-2005), sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour JJA (*gauche*) et DJF (*droite*)

3.1.3.3 Température à 2 m

Les figures 3.17 et 3.18 présentent la variabilité transitoire totale, synoptique et journalière de la T2m sur le domaine 1 pour le MRCC5 ainsi que leur biais absolu avec ERA-Interim pour les saisons respectives JJA et DJF sur la période 1996-2005. Comme déjà constaté dans [Barnett \(1978\)](#), la variabilité de la température sur les terres est plus grande d'un facteur 2 à 6 que celle au-dessus de la surface de l'océan, surtout en hiver (Fig. 3.18a). Cela est lié à une capacité calorifique plus petite des terres par rapport à celle de l'océan.

Aux figures 3.17c et 3.18c, la variabilité synoptique varie peu à l'échelle d'une saison, excepté sur la moitié nord des États-Unis et l'ensemble du Canada. La forte variabilité de la T2m aux latitudes arctiques serait due à :

- la variation interannuelle et interdécennale de la concentration de glace de mer dans la baie de Baffin
- l'augmentation de la variabilité de l'ONA [[Semenov et al., 2003](#)]

La variabilité journalière est de l'ordre de 4-8°C sur les régions africaines désertiques et la moitié ouest des États-Unis (Fig. 3.17e et 3.18e) ce qui la démarque des autres régions du domaine. Le biais est pour la plupart peu élevé ($\pm 2^\circ\text{C}$) sur l'ensemble du domaine; il est principalement localisé dans des zones orographiques importantes (Rocheuses, côtes groenlandaises et Atlas marocain) (Fig. 3.17f), là où la résolution à 0.44° est encore insuffisante pour capturer un relief très changeant et escarpé.

**Domaine 1
(1996 - 2005)**

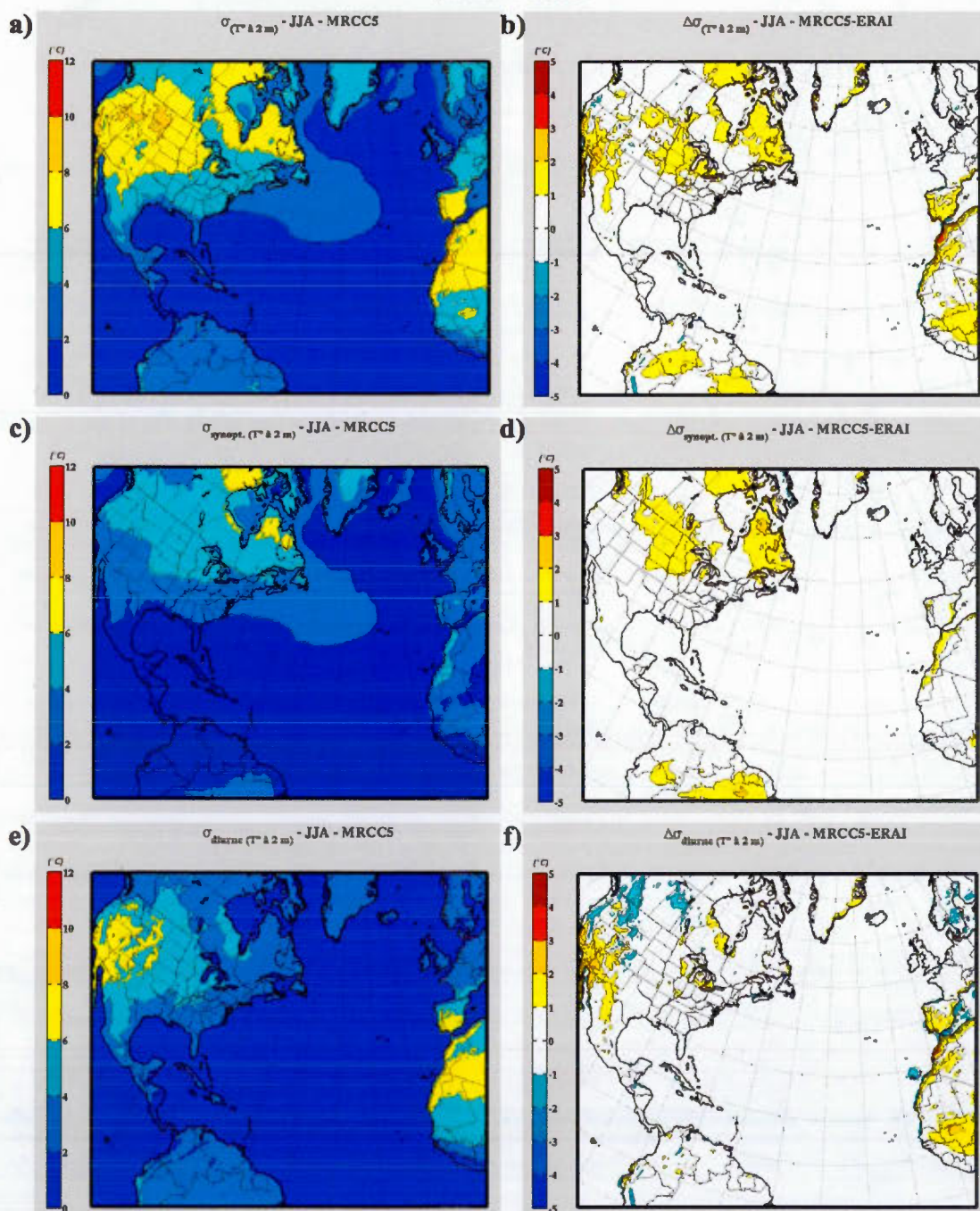


Figure 3.17 Variabilité a) totale, c) synoptique et e) journalière de la T2m (°C) et (b, d & f) le biais absolu correspondant (°C) avec ERA-Interim, sur le domaine 1 (Δx = 0.44°), pour JJA, sur la période 1996-2005

Domaine 1
(1996 - 2005)

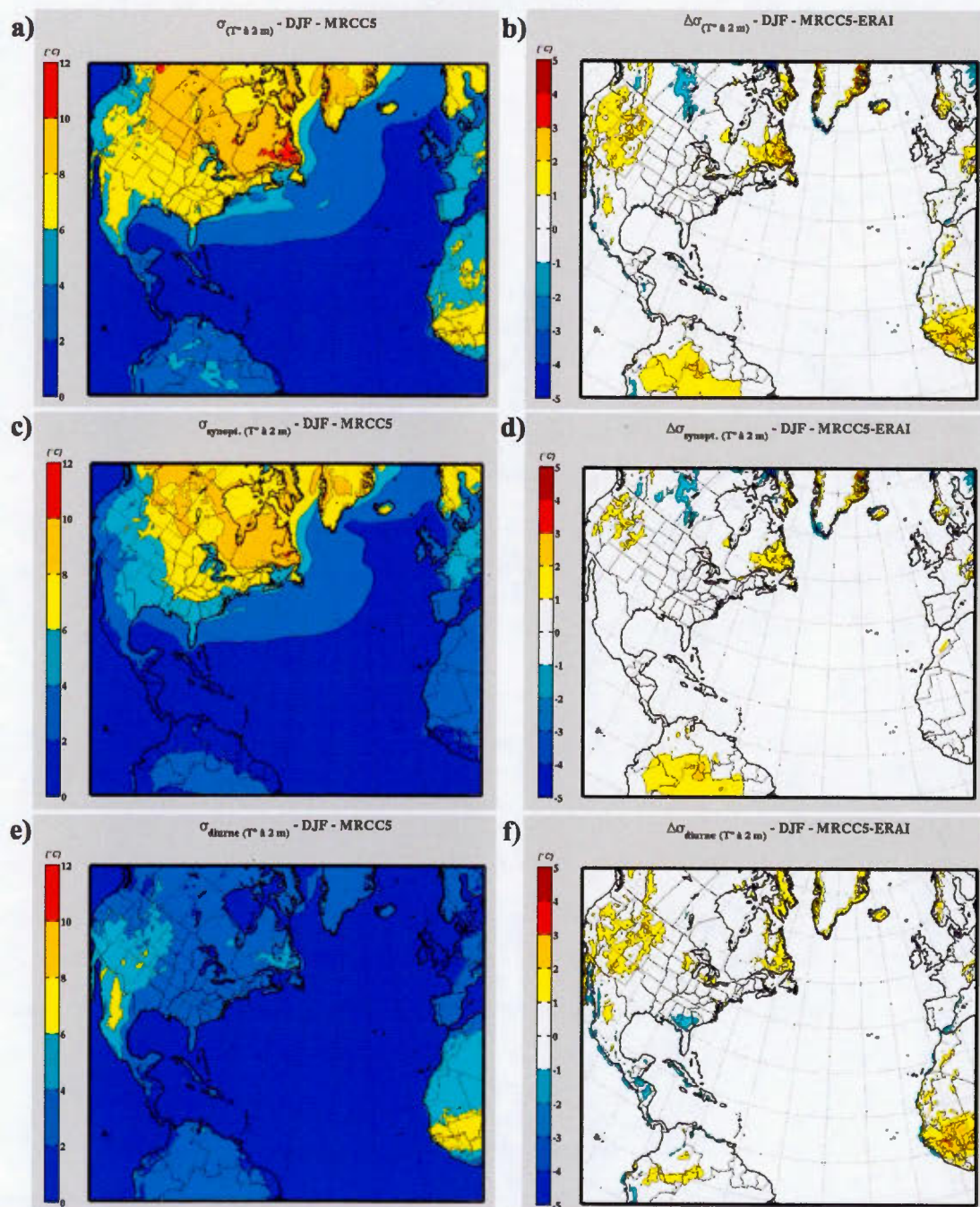


Figure 3.18 Variabilité a) totale, c) synoptique et e) journalière de la T2m (°C) et (b, d & f) le biais absolu correspondant (°C) avec ERA-Interim, sur le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^{\circ}$), pour DJF, sur la période 1996-2005

3.1.3.4 Comparaison entre les domaines

Lorsque les patrons sont semblables, nous comparons simultanément pour les trois domaines le biais de la variabilité transitoire (avec ERA-Interim) des divers champs météorologiques pour les saisons JJA et DJF. Le champ de la précipitation fait l'objet d'une présentation particulière, car étant sensiblement différent pour les domaines 2_0.44 et 2_0.22.

❖ Pression au niveau de la mer et géopotentiel à 500 hPa

On représente à la figure 3.19 le biais de la variabilité transitoire journalière de la PN et du GZ500 sur les trois domaines. L'écart de la variabilité transitoire journalière sur le champ de la PN est moins étendu sur les domaines 2_0.44 et 2_0.22 que sur le grand domaine 1, surtout en hiver (Fig. 3.19e et f). Le fait de raffiner la résolution horizontale a toutefois peu d'impact.

Les deux remarques précédentes s'appliquent exactement au biais de la variabilité sur le GZ500 dont le patron ressemble très fortement à celui du champ de la PN.

❖ Vent à 250 hPa

L'écart absolu de la variabilité transitoire journalière de UV250 avec ERA-Interim est tracé à la figure 3.20 sur les trois domaines. La distribution spatiale du biais de la variabilité de UV250 semble très peu modifiée par la résolution du domaine d'étude. Par contre, un domaine plus petit permet de réduire le biais, surtout sur le continent nord-américain (Fig. 3.20a et d) où il disparaît quasiment (Fig. 3.20b et e).

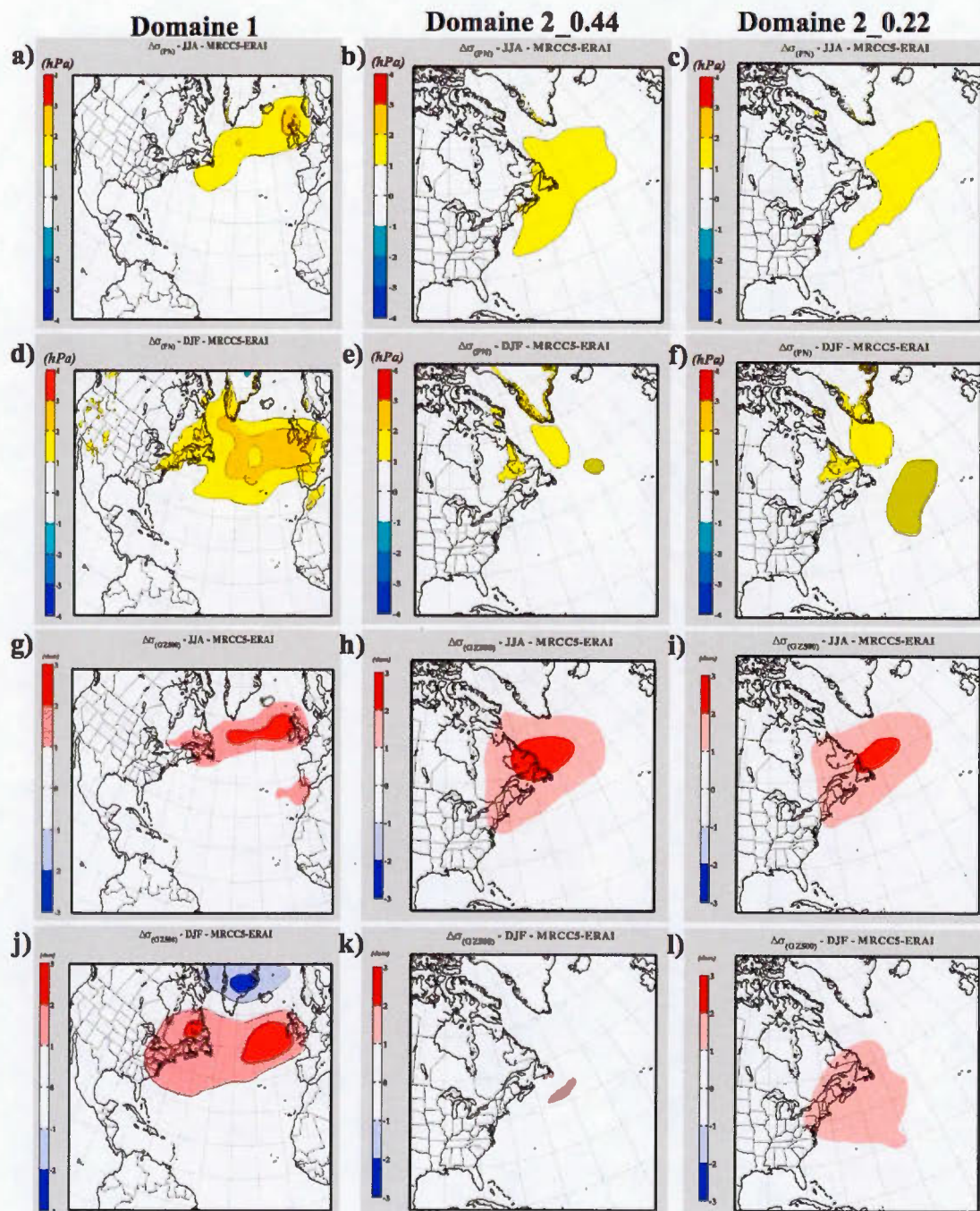


Figure 3.19 Biais absolu avec ERA-Interim de la variabilité transitoire journalière de la (a, b, c, d, e & f) PN (hPa) et du (g, h, i, j, k & l) GZ500 (dam), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; centre) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; droite), pour (a-b-c & g-h-i) JJA et (d-e-f & j-k-l) DJF

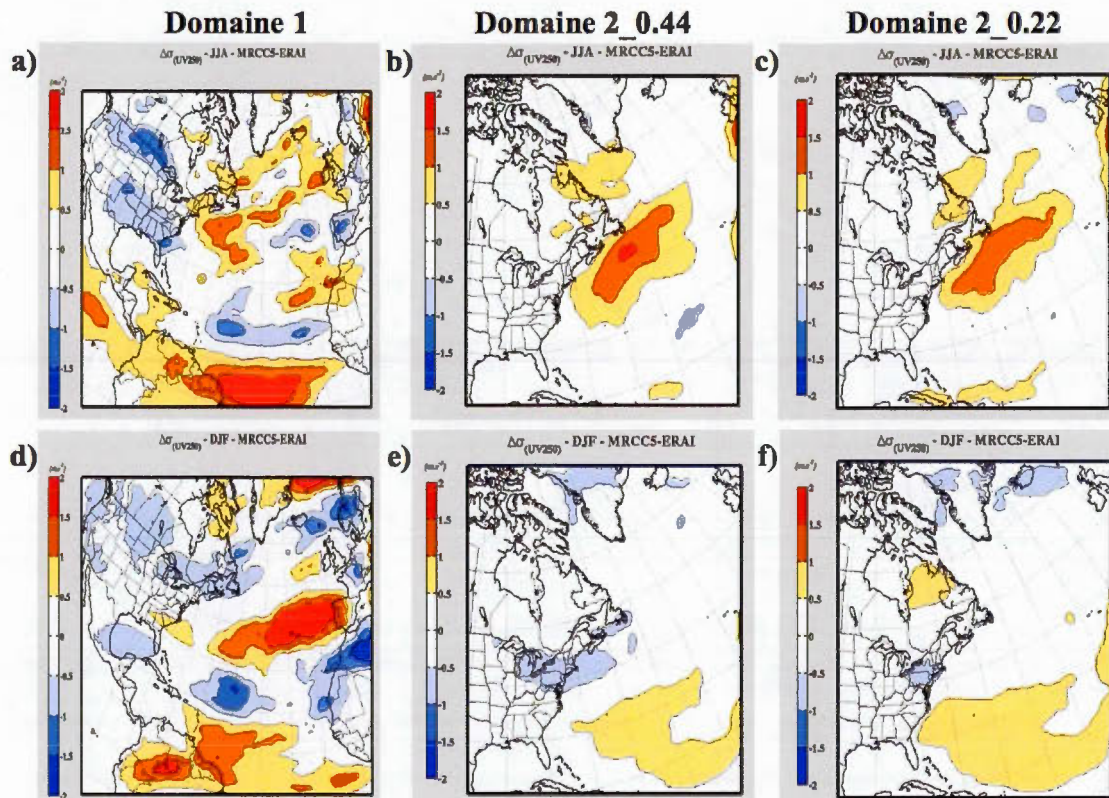


Figure 3.20 Biais absolu (m.s^{-1}) avec ERA-Interim de la variabilité transitoire journalière de UV250 (m.s^{-1}), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; centre) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; droite), pour (a, b & c) JJA et (d, e & f) DJF

❖ Température à 2 m

Le biais de la variabilité transitoire journalière de la T2m du MRCC5 avec ERA-Interim est illustré aux figures 3.21 et 3.22. On a ici différencié la variabilité totale, synoptique et journalière. La résolution ou la dimension du domaine ne semblent pas avoir beaucoup d'influence sur l'écart de la variabilité du champ de la T2m, quelle que soit la saison. On notera juste une surestimation de la variabilité synoptique estivale, présente dans le domaine 1 (Dakota Nord et Sud, Nebraska, Minnesota et Iowa) (Fig. 3.21d), qui disparaît sur les autres domaines (Fig. 3.21e et f).

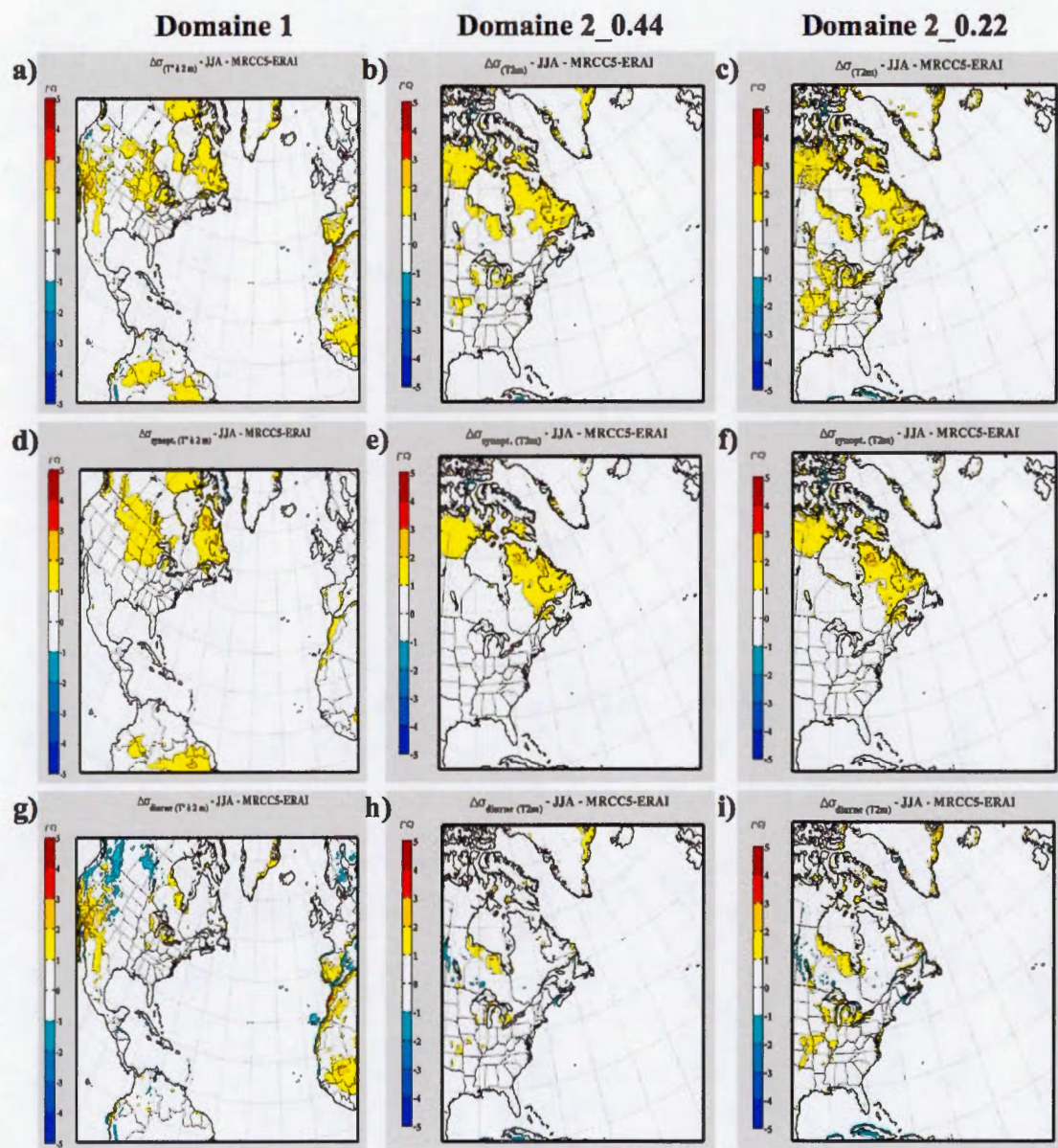


Figure 3.21 Biais absolu (°C) avec ERA-Interim de la variabilité (a, b & c) totale, (d, e & f) synoptique et (g, h & i) journalière de la T2m (°C), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; centre) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; droite), pour JJA

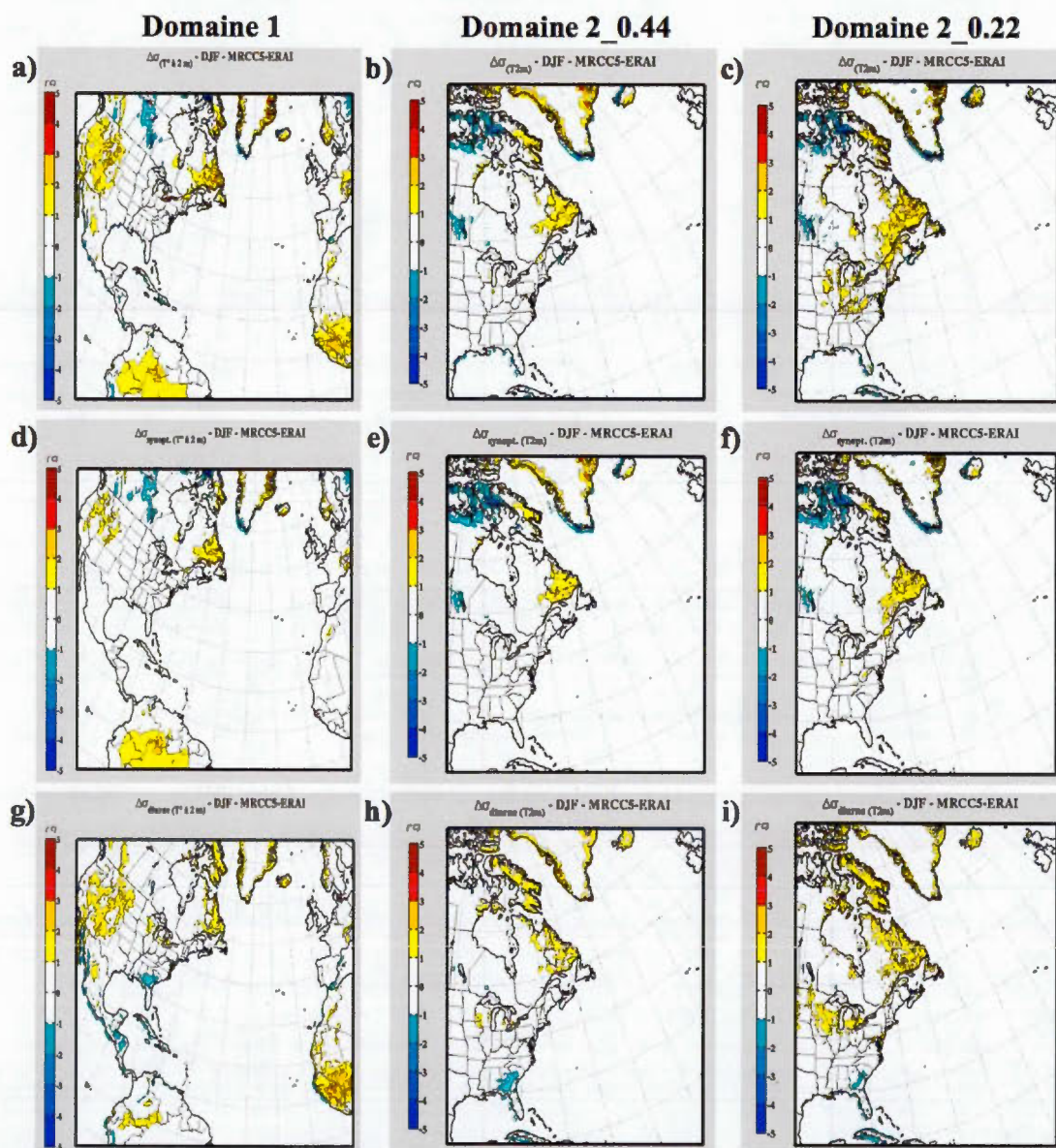


Figure 3.22 Biais absolu (°C) avec ERA-Interim de la variabilité (a, b & c) totale, (d, e & f) synoptique et (g, h & i) journalière de la T2m (°C), sur les domaines 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1996-2005 ; gauche), 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$, période 1979-2013 ; centre) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$, période 1979-2013 ; droite), pour DJF

❖ Précipitation

On trace à la figure 3.23 la variabilité transitoire journalière de la précipitation sur les domaines 2_0.44 et 2_0.22 ainsi que son biais respectif avec ERAI-Interim pour la période 1979-2013. On constate immédiatement que les contours des patrons (variabilités et biais) sont beaucoup plus détaillés avec une résolution plus fine. La résolution à 0.22° permet également de faire apparaître une variabilité élevée dans certains états américains (de la Louisiane à la Géorgie) et le Golfe du Mexique aux figures 3.23b et f. On a aussi un biais estival plus intense et étendu notamment encore dans le Golfe du Mexique et au large des côtes américaines (Fig. 3.23d). On remarque que la composante transitoire de la variabilité de la précipitation est ici plus sensible à la résolution que la composante stationnaire (moyenne saisonnière à la figure 3.11). N'étant pas fournie aux frontières latérales du domaine, la précipitation de fine échelle doit en effet être générée à l'intérieur du domaine. Il ne faut cependant pas oublier que la précipitation venant de ERA-Interim est un produit modèle donc on ne peut pas savoir ici si on a de la valeur ajoutée ou pas.

À titre de comparaison avec ERA-Interim, on présente à la figure 3.24 le biais de la variabilité transitoire journalière de la précipitation sur le domaine 2_0.44 avec GPCP2 pour la période 1997-2012 (données disponibles pour GPCP2). On remarque que le biais du modèle avec GPCP2 est plus important qu'avec ERA-Interim, tout particulièrement sur l'océan Atlantique et une partie des côtes groenlandaises; une résolution horizontale moins fine des données GPCP2 peut expliquer cette différence.

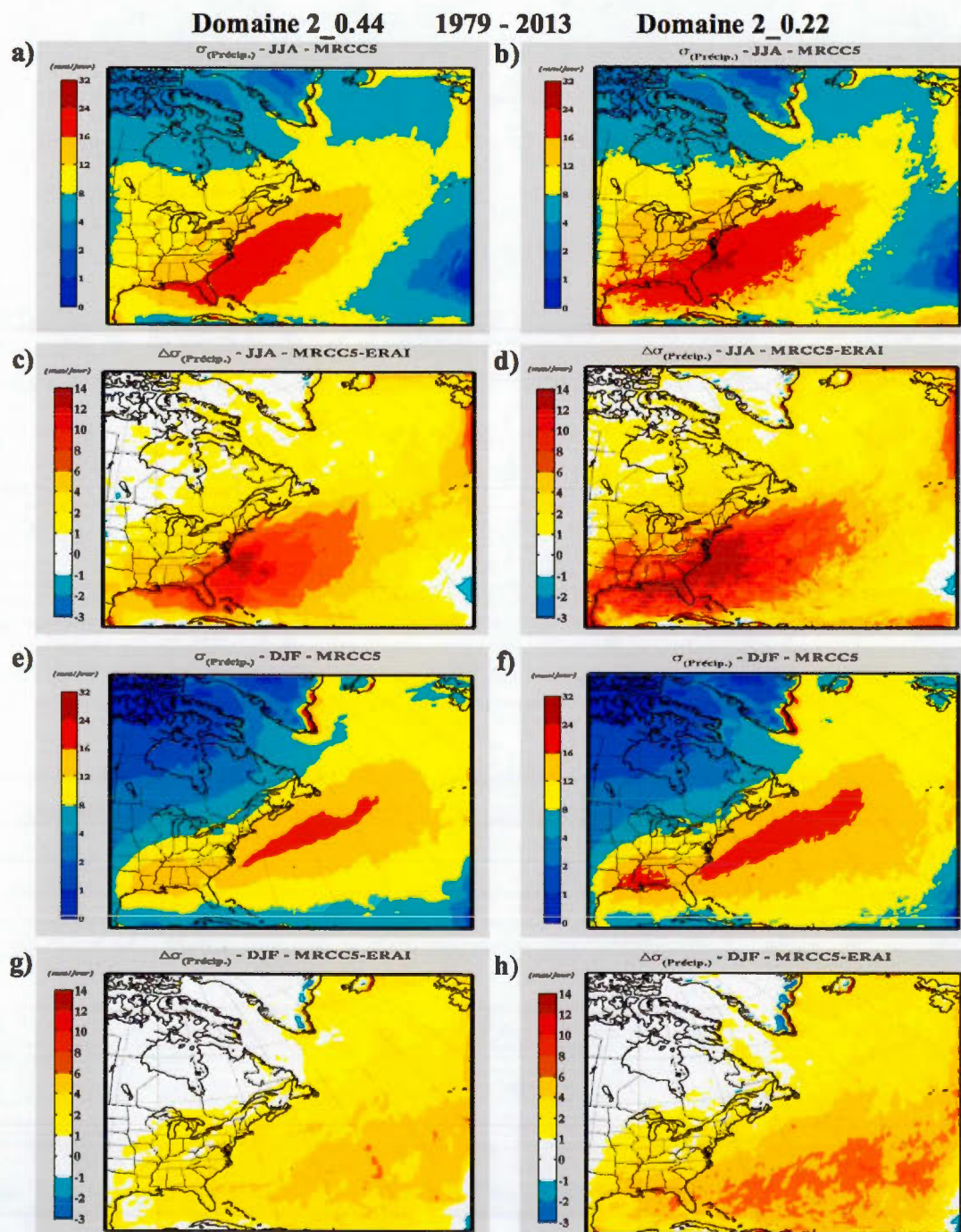


Figure 3.23 Variabilité transitoire journalière de la précipitation (mm/jour) du (a-b & e-f) MRCC5 ainsi que (c-d & g-h) son biais absolu (mm/jour) avec ERA-Interim, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; gauche) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; droite), pour (c & d) JJA et (g & h) DJF, sur la période 1979-2013

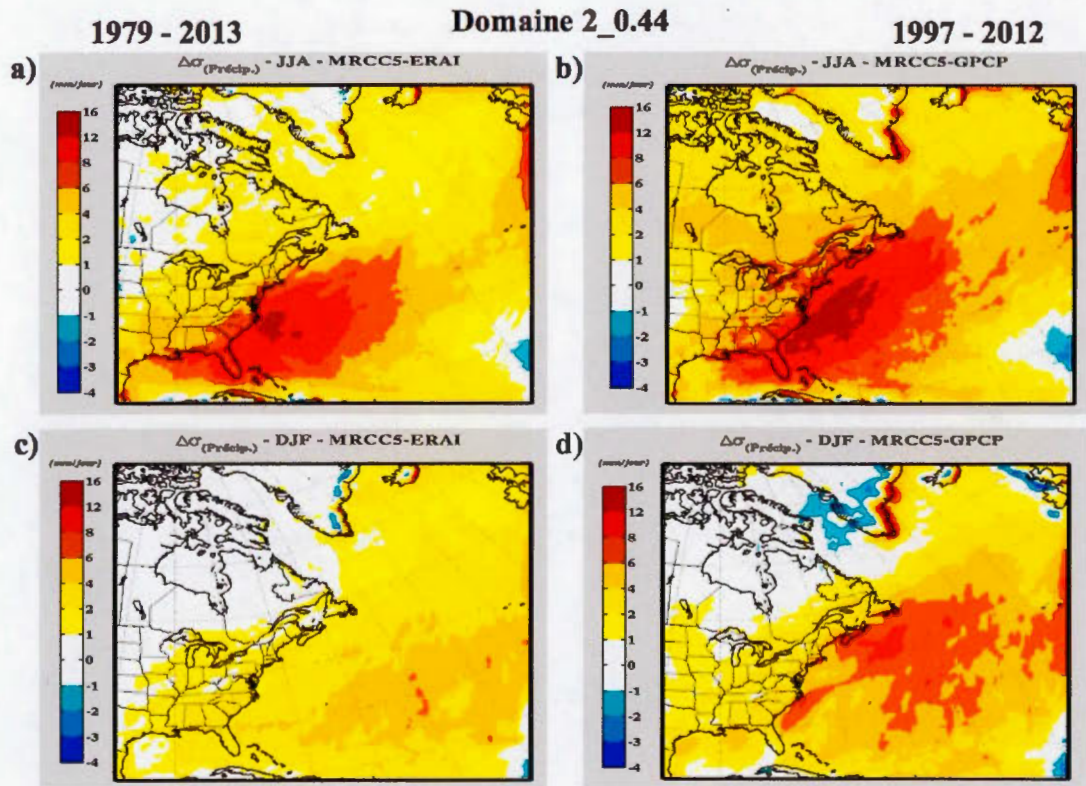


Figure 3.24 Biais absolu (mm/jour) avec (a & c) ERA-Interim (1979-2013) et (b & d) GPCP2 (1997-2012) de la variabilité transitoire journalière de la précipitation (mm/jour), sur le domaine 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF

On peut aussi tracer à la figure 3.25 l'écart saisonnier entre les domaines 2_0.44 et 2_0.22 de la variabilité transitoire journalière de la PR. Pour JJA, le domaine 2_0.22 présente une variabilité de la précipitation supérieure (entre 2-4 mm/jour) à celle du domaine 2_0.44 sur la moitié Est des États-Unis (et, dans une moindre mesure, les territoires canadiens limitrophes). Dans le sud-est américain et près du Golfe du Mexique, le domaine à plus fine résolution présente des variabilités nettement plus élevées (entre 4-7 mm/jour). Pour DJF, la variabilité du domaine 2_0.22 est encore supérieure, avec une intensité toutefois plus faible puisque comprise entre 1-4 mm/jour; la différence est beaucoup moins étalée sur le continent et comprise principalement sur une bonne partie de l'Atlantique au sud du domaine.

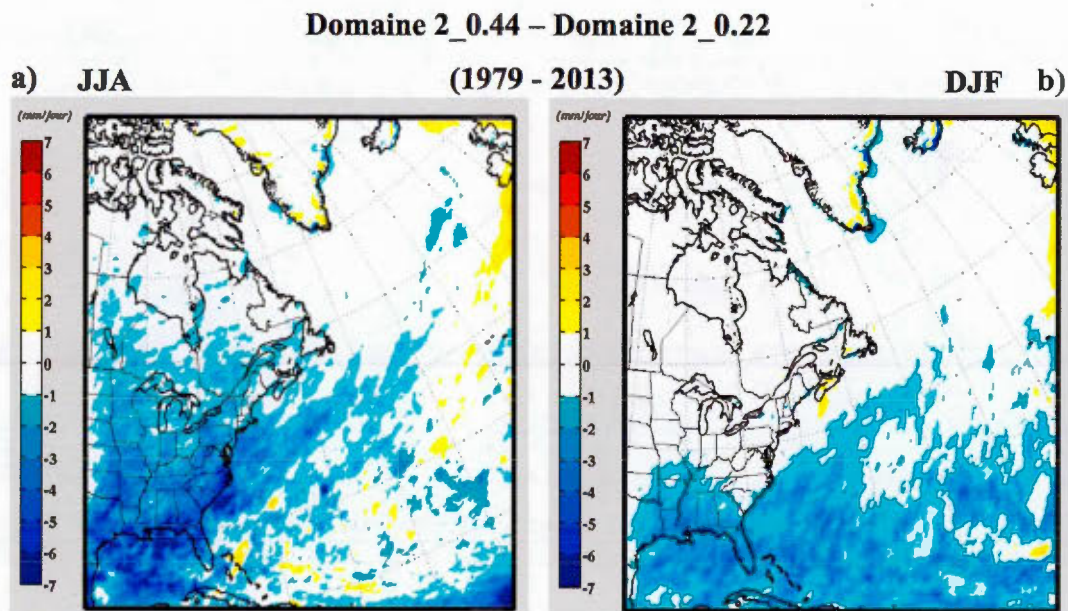


Figure 3.25 Écart absolu (mm/jour) de la variabilité journalière de la précipitation (mm/jour) entre les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2013

3.1.4 Distribution saisonnière multi-annuelle

3.1.4.1 Précipitation

On entame ici une étude de la distribution en intensité-fréquence de la précipitation journalière sur les domaines 2_0.44 et 2_0.22 dans les régions d'Halifax, de St. John's et d'un point sur l'ouest de l'Atlantique, sur la période 1979-2013. Les résultats des simulations sont comparés également aux relevés de la station d'observation lorsqu'ils sont disponibles (Halifax Citadel et St. John's Airport).

Pour tracer les histogrammes, on utilise le critère d'Environnement Canada : toutes les valeurs où la quantité de précipitation journalière est inférieure à 0.2 mm sont considérées comme « jours secs » donc nulles. La mesure de précipitation de si faible amplitude est en effet source d'incertitude. On représente le nombre de jours, mais aussi la proportion de la quantité totale précipitée (%) pour chaque intervalle $[0 ; 0.2 ; 1 ; 2^n]$ avec $n = 1, 2$, etc. Cette quantité accumulée dans chaque intervalle est

normalisée par sa propre précipitation totale cumulée sur la période (somme de l'accumulation de chaque intervalle). Ainsi, l'écart de la précipitation totale accumulée (et simulée sur la zone d'intérêt) avec celle observée, n'a aucun effet sur la distribution [Šeparović et al., 2013]. On calcule également la fréquence relative de jours secs, la moyenne spatio-temporelle et le maximum de la précipitation journalière pour chaque région d'intérêt.

❖ Halifax

Le nombre de jours et la proportion relative de la précipitation totale cumulée pour chaque intervalle sont présentés à la figure 3.26 pour Halifax. La période s'étale ici sur 1979-2001 (données disponibles de la station). On a retenu ici le point de grille SO du MRCC5 pour les deux simulations, car c'est le point de grille le plus proche géographiquement de la station d'Halifax Citadel (Fig. E.1 en Annexe E). C'est aussi celui dont la fraction terre-mer (environ 61 % et 86 % respectivement pour les simulations à 0.44° et 0.22°, Fig. 2.4a et b) représente le mieux l'influence continentale et maritime d'Halifax : en effet, le point NO est trop continental (98 %), celui NE trop éloigné, mais aussi très continental (90 % à 0.22°), enfin le point SE est quant à lui trop maritime (5 % de terre seulement).

En général, la simulation du MRCC5 possède un spectre qui capte assez bien toutes les gammes de précipitation. Toutefois, cela est mis en défaut dans le nombre de jours secs ($PR < 0.2$ mm) où le modèle en simule moins (Fig. 3.26a et c). Le MRCC5 aurait donc de la difficulté à générer les très petites précipitations et à privilégier en revanche celle de l'intervalle supérieur ($0.2 < PR < 1$ mm). L'histogramme JJA de la proportion de la quantité totale précipitée (Fig. 3.26b) montrent aussi une légère meilleure proximité des résultats du modèle à plus fine résolution avec ceux de la station. On note enfin une meilleure capture de l'extrême 64-128 mm/jour pour le modèle à 0.22°, ce qui peut être vu comme une valeur ajoutée de la plus haute résolution.

1979 - 2001

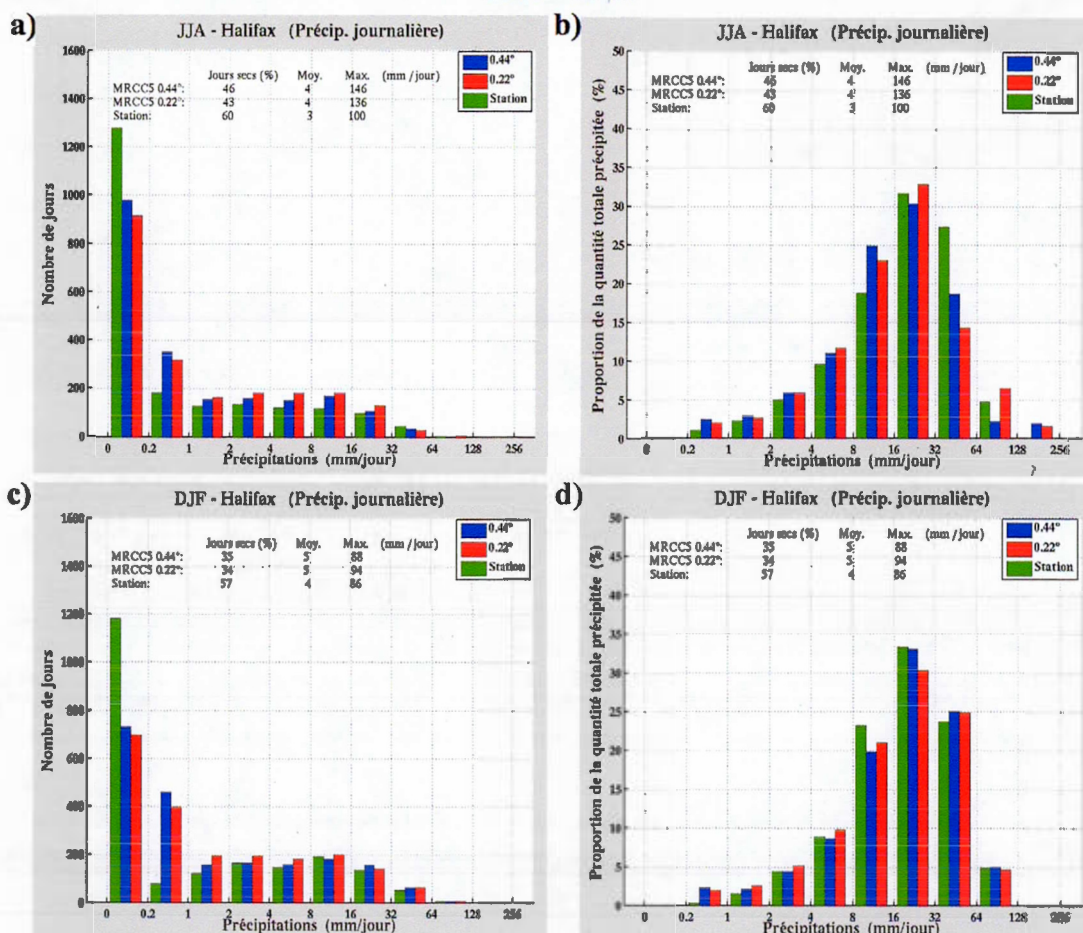


Figure 3.26 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville d'Halifax de la distribution saisonnière de la PR (mm/jour) indiquant (a & c) le nombre de jours et (b & d) la proportion de la précipitation journalière cumulée, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1979-2001

❖ St. John's

La distribution saisonnière pour la ville de St. John's est tracée à la figure 3.27 pour les points O et E du domaine 2_0.22, et N et S du domaine 2_0.44 (Fig. E.2 en Annexe E). Ces points sont géographiquement les plus proches. Il n'est pas judicieux de faire une moyenne sur deux points, car un se situe sur la terre et l'autre dans

l'océan ; cela va permettre ainsi de voir l'influence maritime et continentale, St. John's subissant ces deux influences.

Ici aussi le modèle précipite plus, car la proportion de jours secs est inférieure à celle observée, quel que soit le point de grille retenu et la saison (Fig. 3.27a, b, e et f). Le déficit du modèle en nombre de jours secs ($PR < 0.2$ mm) semble être compensé dans la gamme supérieure de précipitation ($0.2 < PR < 1$ mm) où l'on remarque un nombre de jours en excès du modèle.

Il est difficile de favoriser un point ou l'autre, car l'analyse des histogrammes du nombre de jours pour les deux domaines ne montre pas de réel avantage d'un point particulier. Pour le domaine à 0.44° , il semblerait cependant logique de ne retenir que le point N, car c'est le plus proche de St. John's, même si c'est un point de grille maritime. On verra par la suite que l'écart entre les points N et S va se creuser lorsqu'il s'agira de tracer la distribution saisonnière de la T2m. Pour le domaine à 0.22° , les deux points O et E se valent statistiquement, même si là également le point O est plus proche et situé sur l'île de Terre-Neuve-et-Labrador.

La proportion de la quantité totale précipitée est bien simulée par le MRCC5 sur tous les points (Fig. 3.27c, d, g et h), mais la logique géographique amène à privilégier les points N et O pour les modèles à 0.44° et 0.22° respectivement. Enfin, les extrema de précipitation sont captés correctement.

❖ Atlantique

La distribution en intensité-fréquence de la précipitation journalière sur la cellule atlantique des domaines à 0.44° et 0.22° ainsi que de GPCP, est illustrée à la figure 3.28, pour la période 1997-2012. Les valeurs modèle sont ici les moyennes des points NO et SO pour les deux domaines (Fig. E.3 en Annexe E) : ces points sont les plus proches du point d'intérêt atlantique et situés tous deux dans une zone maritime.

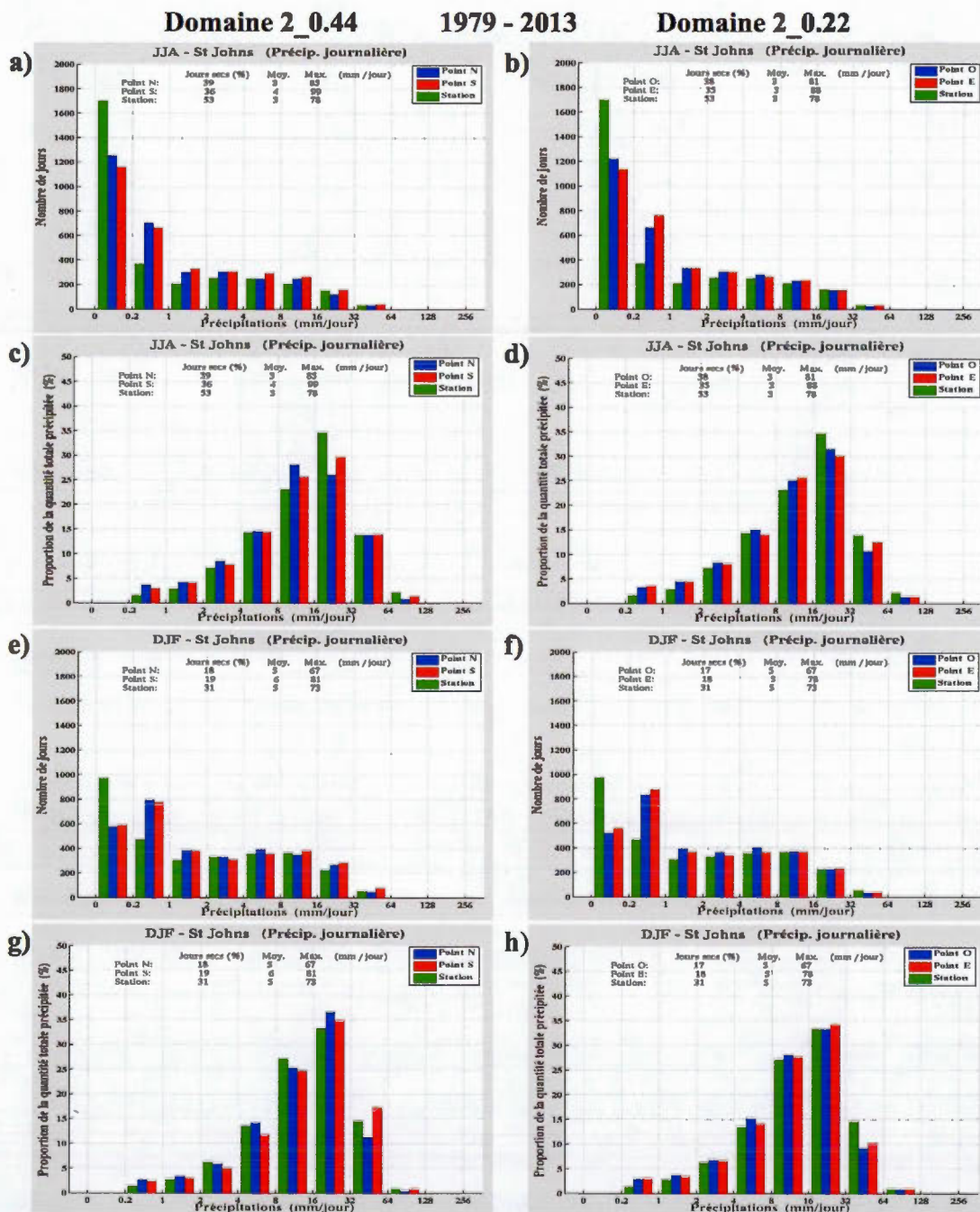


Figure 3.27 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville de St. John's de la distribution saisonnière de la PR (mm/jour) indiquant (a-b & e-f) le nombre de jours et (c-d & g-h) la proportion de la précipitation journalière cumulée, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; gauche) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; droite), pour (a, b, c & d) JJA et (e, f, g & h) DJF, sur la période 1979-2013

Ainsi, les moyennes permettent de ne pas se focaliser sur un point particulier dans cette zone géographique entièrement sous influence océanique. Cela amène aussi à moyenner les valeurs GPCP des points GPCP N et GPCP S, les cellules numériques de ces points englobant par ailleurs les points NO et SO du modèle.

On note tout d'abord que le modèle capte les extrêmes dans les intervalles 64-128 et 128-256 mm/jour à l'inverse de GPCP. Quelle que soit la résolution, le modèle suit plutôt bien les données GPCP en hiver (Fig. 3.28c et d), ce qui est moins vrai pour l'été où des disparités importantes apparaissent notamment pour l'histogramme de la proportion de la quantité totale précipitée (Fig. 3.28b). À noter que les simulations donnent ici pour JJA un nombre de jours secs supérieur à celui de GPCP (Fig. 3.28a).

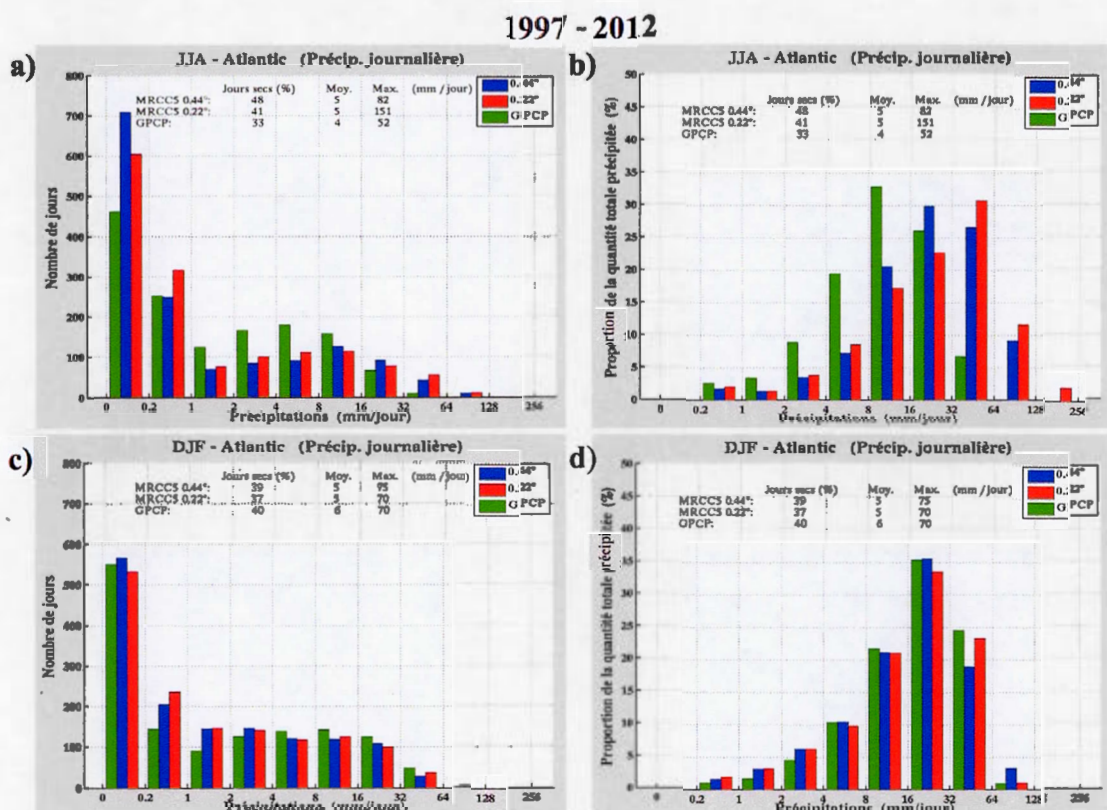


Figure 3.28 Comparaison avec GPCP au point Atlantique de la distribution saisonnière de la PR (mm/jour) indiquant (a & c) le nombre de jours et (b & d) la proportion de la précipitation journalière cumulée, sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1997-2012

3.1.4.2 Température à 2 m

Regardons maintenant la distribution saisonnière de la T2m indiquant le nombre de jours pour chaque intervalle de température dans les trois régions.

❖ Halifax

Le point considéré pour les deux domaines est toujours le point SO. À la figure 3.29, l'allure générale de la distribution est bien simulée par le modèle, été comme hiver. La valeur ajoutée du modèle à 0.22° est ici visible : la distribution à plus fine résolution est meilleure, surtout en hiver (Fig. 3.29b).

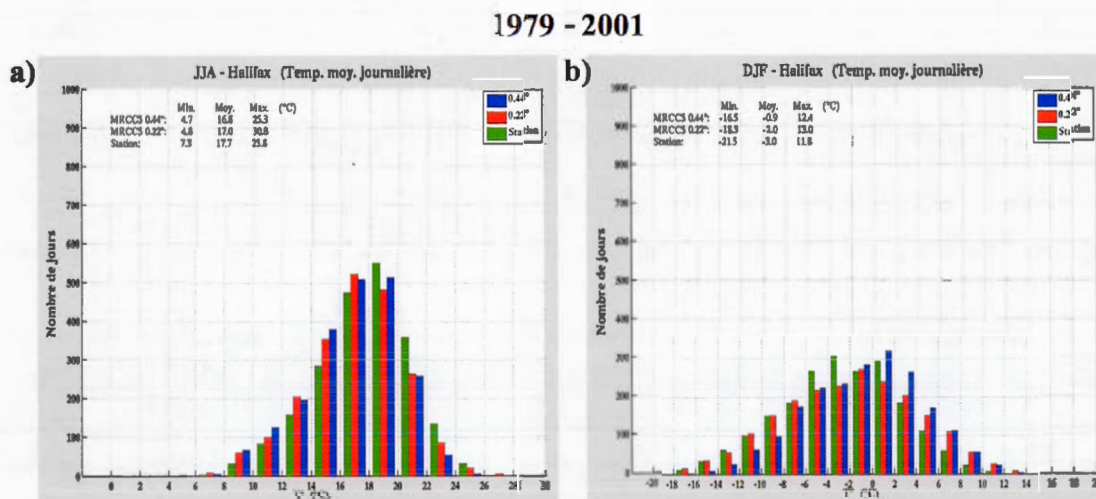


Figure 3.29 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville d'Halifax de la distribution saisonnière de la T2m (°C), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2001

❖ St. John's

Les points de grille sont encore ceux N et S pour le domaine 2_0.44 et O, et E pour le domaine 2_0.22. Concernant le domaine 2_0.44, les points N et S donnent des résultats éloignés des données d'observations (surtout en hiver, Fig. 3.30c), le point N étant pourtant le plus proche de la station. Les histogrammes du domaine 2_0.22

montrent clairement que le point O suit très bien la distribution, été comme hiver, ce qui est rassurant de par sa proximité géographique avec St. John's.

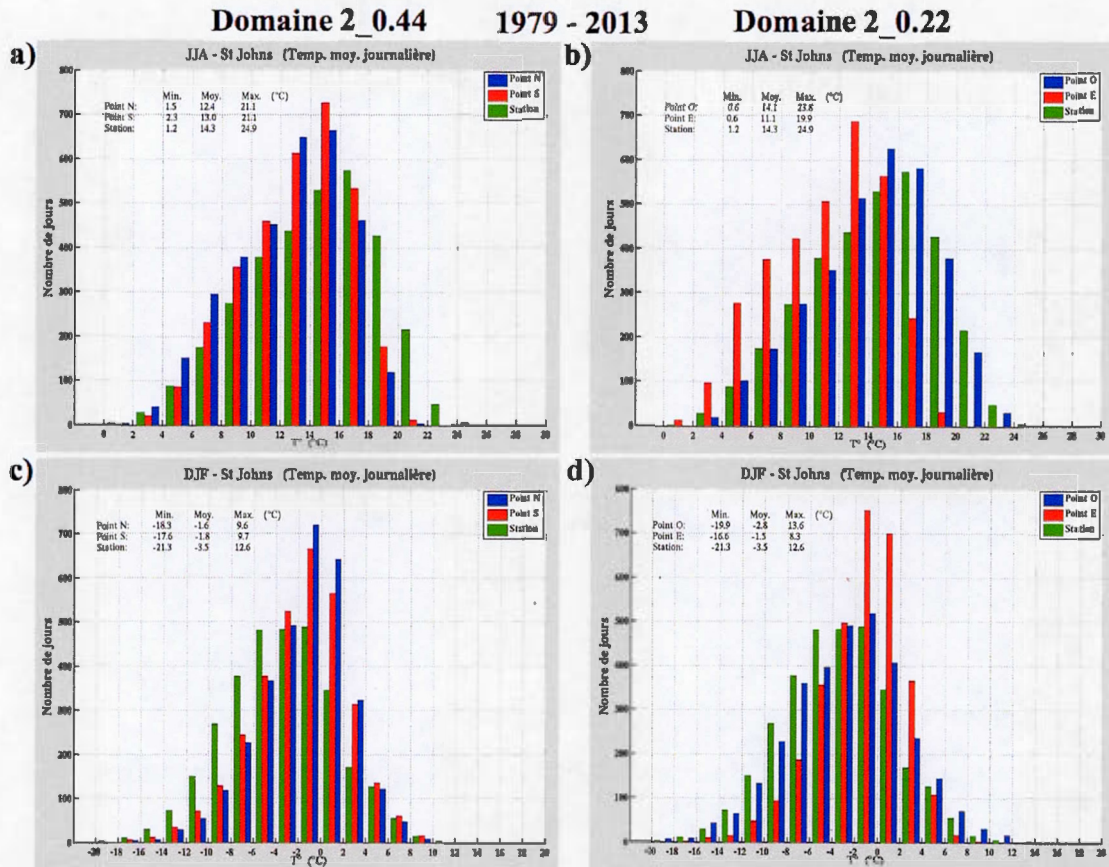


Figure 3.30 Comparaison avec les relevés à la station pour la ville de St. John's de la distribution saisonnière de la T2m (°C), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$; gauche) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$; droite), pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1979-2013

❖ Atlantique

N'ayant pas de données d'observations pour le point Atlantique, on compare à la figure 3.31 la distribution de la T2m avec ERA-Interim. La distribution est quasi-semblable pour les deux résolutions et suit assez bien ERA-Interim en période estivale, sauf l'extrema 24-26 °C (Fig. 3.31a). La saison DJF donne de moins bons

résultats avec des biais plus nombreux, notamment dans l'intervalle 6-12 °C (Fig. 3.31b).

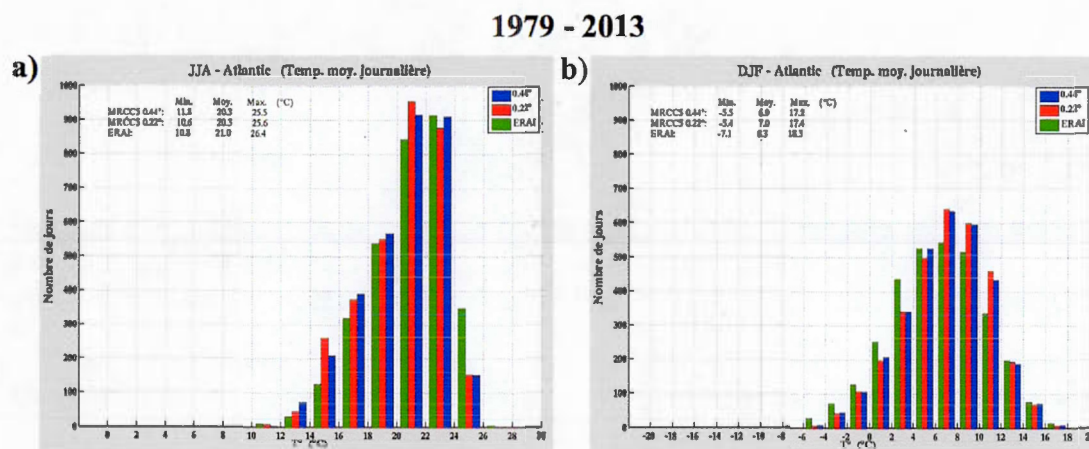


Figure 3.31 Comparaison avec les données ERA-Interim au point Atlantique de la distribution saisonnière de la T2m (°C), sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), pour a) JJA et b) DJF, sur la période 1979-2013

3.1.5 Cycle annuel moyen

Après l'étude de la distribution saisonnière multi-annuelle, étudions maintenant le cycle annuel moyen de la précipitation et de la température à 2m, toujours pour les trois points d'intérêt. On compare les résultats sur les domaines 2_0.44 et 2_0.22.

3.1.5.1 Précipitation

❖ Halifax

Le cycle annuel moyen de la précipitation à Halifax est présenté à la figure 3.32. Il apparaît que les résultats du modèle à 0.44° sont légèrement meilleurs que ceux avec la plus fine résolution. On peut expliquer cela par le fait que la cellule de calcul à 0.44° est quatre fois plus grande et donc les disparités locales de précipitation sont en quelque sorte amoindries, car moyennées sur une surface plus importante. On remarque d'ailleurs que les valeurs du modèle à 0.22° sont toutes plus élevées que

celles de la station et du modèle à 0.44° , car la cellule à 0.22° se focalise sur une surface plus petite.

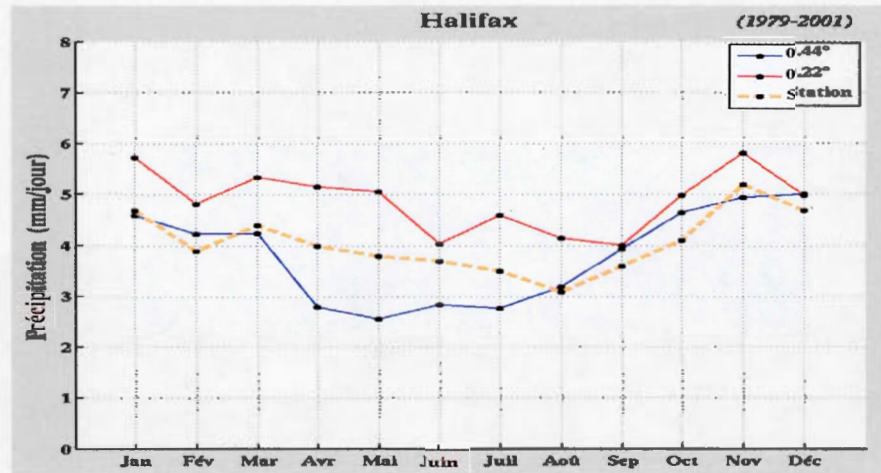


Figure 3.32 Cycle annuel moyen de la précipitation (mm/jour) pour Halifax, calculé au point SO sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2001

❖ St. John's

Comme pour la distribution saisonnière de la PR sur les deux domaines (Fig. 3.30), le cycle annuel pour les deux points à proximité de la station est proche (Fig. 3.33a et b), surtout sur le domaine à plus fine résolution (Fig. 3.33b). En comparant le cycle annuel des points des deux domaines avec la station (Fig. 3.33c), le point S à 0.44° peut être raisonnablement écarté, étant d'ailleurs le point de grille le plus éloigné des quatre points retenus. Le point N se démarque légèrement en donnant un cycle proche de celui de la station, même si par ailleurs les points O et E donnent de bons résultats. Il est vrai que les points N et E sont sur l'océan (Fig. E2 en Annexe E), mais gardons à l'esprit que ce sont les points centraux d'une cellule d'environ 50 et 25 km de côté respectivement. Pour St. John's, l'écart de la précipitation entre cellules voisines centrées sur le continent ou l'océan est moins important que l'écart de température

constaté avec la distribution saisonnière de la précipitation (Fig. 3.30) ou encore le cycle annuel de la T2m que nous aborderons à la figure 3.36.

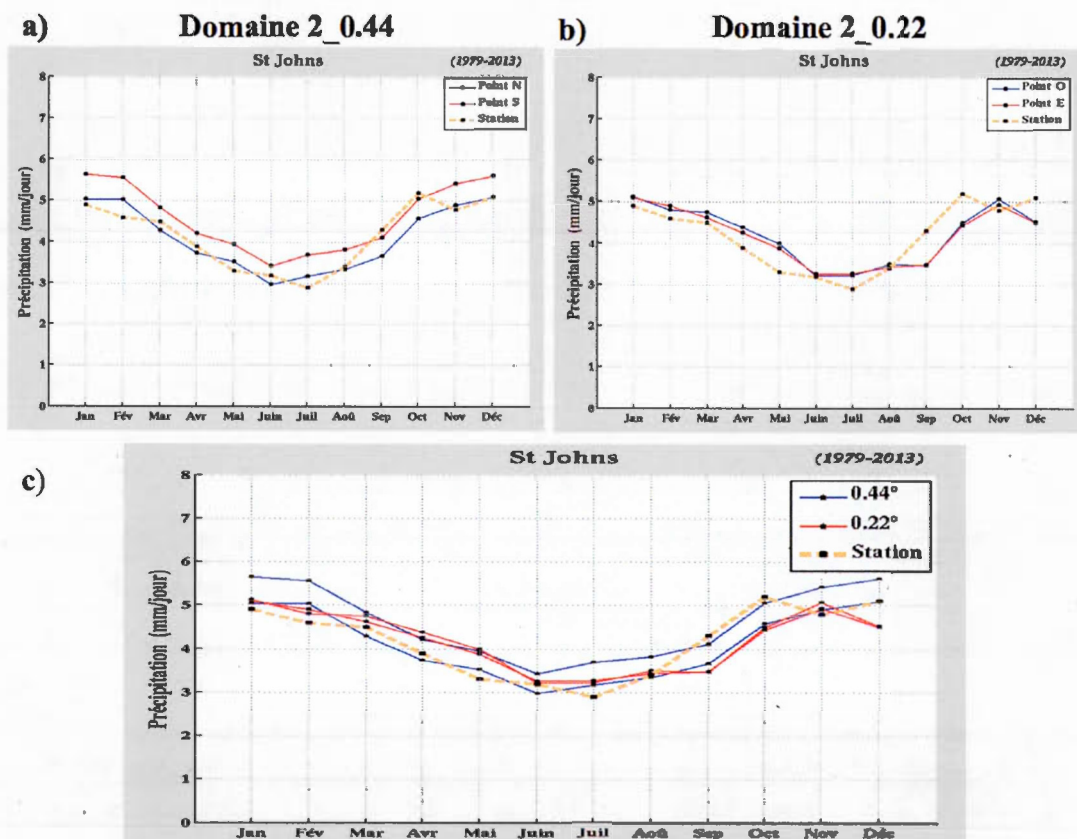


Figure 3.33 Cycle annuel moyen de la précipitation (mm/jour) pour St. John's, calculé aux deux points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2013. Les deux simulations sont comparées en c).

❖ Atlantique

Rappelons que la moyenne des valeurs aux points modèle NO et SO a été utilisée pour tracer la distribution de la précipitation et température à 2 m. Cette méthode est ici justifiée, car leur cycle annuel est très semblable (Fig. 3.34). À titre comparatif, il est intéressant de voir comment se comportent le cycle annuel au niveau des quatre points « maritimes » entourant le point d'intérêt Atlantique. On remarque ainsi que le

point SE sur le domaine à 0.44° s'écarte des autres points durant l'été et l'hiver (Fig. 3.34a). Le cycle des points de grille à 0.44° est aussi un peu plus dispersé que celui à 0.22° (Fig. 3.34b), ce qui semble logique du fait d'un espacement plus grand des points de grille du modèle à 0.44° . Il n'y a pas lieu ici à considérer un point de référence GPCP particulier, car GPCP N et GPCP S sont situés à distance égale du point Atlantique (Fig. E.3 en Annexe E). La résolution la plus grossière donne, comme à Halifax pour raison géométrique, une meilleure proximité avec GPCP (notamment GPCP N), mis à part les mois de Janvier et Juin (Fig. 3.34a).

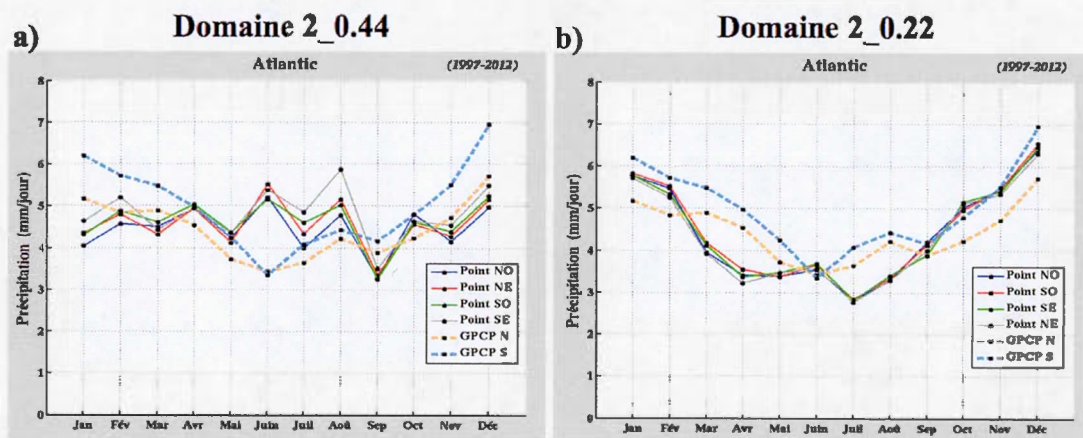


Figure 3.34 Cycle annuel moyen de la précipitation (mm/jour) au point Atlantique, calculé aux points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé avec GPCP, sur la période 1997-2012

3.1.5.2 Température à 2 m

❖ Halifax

Le cycle annuel moyen de la température à 2 m sur les deux domaines (point SO) est comparé à celui à la station Halifax (Fig. 3.35). L'accord du modèle avec les observations est quasiment parfait, seule la saison DJF s'en écarte (léger biais chaud probablement dû à la fraction terre-mer dans la cellule numérique, 60% à 0.44° , 85% à 0.22°). La résolution à 0.22° donne un petit avantage de précision sur celle à 0.44° .

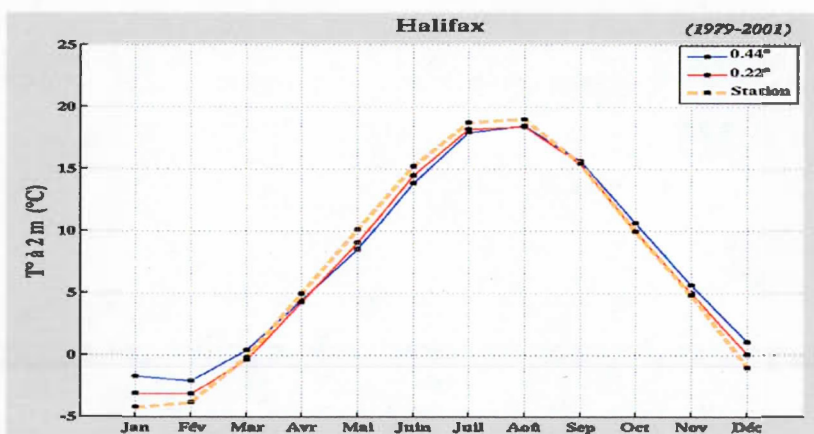


Figure 3.35 Cycle annuel moyen de la T2m (°C) pour Halifax, calculé au point SO sur les domaines 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2001

❖ St. John's

À la figure 3.36 est tracé le cycle annuel moyen de la T2m à St. John's sur les deux domaines (et à leurs points respectifs), ainsi qu'à la station. La simulation à 0.44° (Fig. 3.36a) donne des cycles identiques pour les points N et S et une concordance correcte avec la station, excepté un biais chaud en hiver et froid en été, causé sûrement par l'influence maritime dans la cellule du modèle (Fig. 2.4c).

La simulation à 0.22° (Fig. 3.36b) montre que l'accord du point O avec les données de la station est très bon, dû non seulement à une plus grande proximité, mais aussi à ce que le point O soit situé sur le continent. À l'inverse du point maritime E (Fig. 2.4d) où l'on a un biais chaud en hiver et un biais froid en été.

❖ Atlantique

On présente à la figure 3.37 le cycle annuel de la T2m pour le point Atlantique sur les deux domaines 0.44° et 0.22° . Ici aussi, on prend les quatre points de grille périphériques que l'on confronte avec les deux points ERA-Interim ERAI O et ERAI E (Fig. E.3 en Annexe E) pour la période 1979-2013. Tous les points du modèle ont

un cycle annuel qui coïncide très bien avec celui des points ERA-Interim, un léger biais froid étant toutefois présent à 0.44° aux points NO et NE (car un peu plus éloignés du point Atlantique). On constate une fois de plus que, le fait d'avoir considéré une moyenne sur les points modèle NO et SO pour les deux résolutions, est ici justifié, car le cycle annuel de ces points est très semblable.

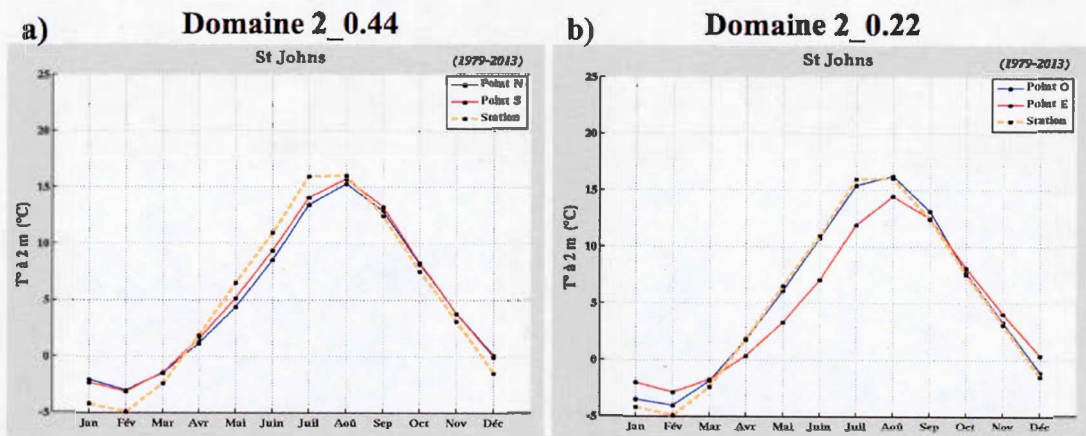


Figure 3.36 Cycle annuel moyen de la T2m (°C) pour St. John's, calculé aux deux points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à la station, sur la période 1979-2013

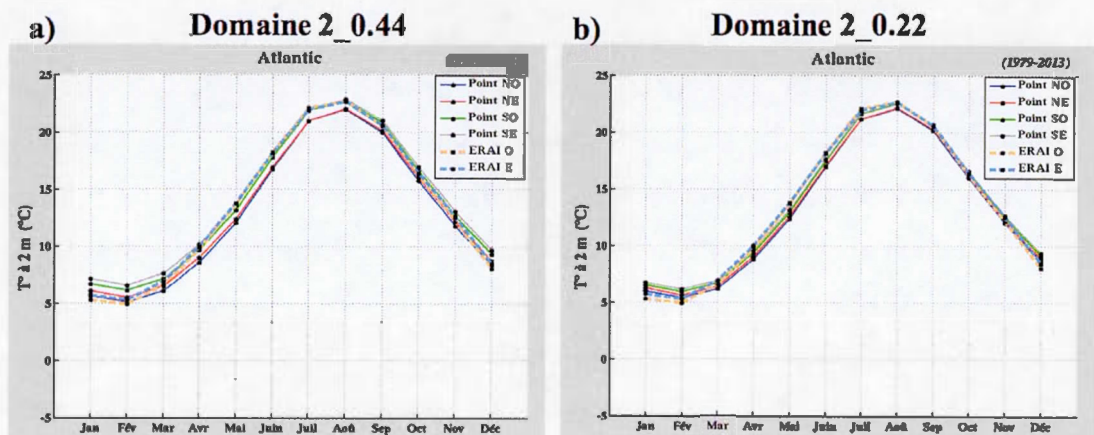


Figure 3.37 Cycle annuel moyen de la T2m (°C) au point Atlantique, calculé aux quatre points de grille les plus proches sur les domaines a) 2_0.44 ($\Delta x = 0.44^\circ$) et b) 2_0.22 ($\Delta x = 0.22^\circ$), et comparé à ERA-Interim, sur la période 1979-2013

CHAPITRE IV

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

Plusieurs simulations climatiques ont été réalisées avec le MRCC5 sur différents domaines de l'Atlantique Nord et des continents adjacents :

- domaine 1 : région transatlantique continentale et maritime sur une grille de maillage horizontal de 0.44° ;
- domaine 2_0.44° : région plus petite que la précédente avec le même maillage horizontal de 0.44° ;
- domaine 2_0.22 : région de même dimension que la précédente, mais avec un maillage horizontal de 0.22° .

Trois zones d'intérêt complètent géographiquement l'étude : Halifax, St. John's et un point situé dans l'Océan Atlantique. Les périodes 1996-2005 et 1979-2013 ont été analysées. Plusieurs champs météorologiques pertinents ont été étudiés par l'intermédiaire de grandeurs statistiques telles la moyenne et variabilité transitoire, la distribution en intensité-fréquence et le cycle annuel. Les saisons estivales JJA et hivernales DJF ont été retenues pour la moyenne et variabilité.

La comparaison avec la réanalyse ERA-Interim ou des données d'observation a permis de déterminer les biais du modèle. Les échantillons climatiques, allant d'une dizaine à une trentaine d'années, ont ainsi fait ressortir quelques caractéristiques des simulations faites par le MRCC5 :

- les distributions spatiales des champs moyens de surface (température à 2 m, pression au niveau de la mer et précipitation) sont correctement représentées : les biais restent faibles, excepté dans des régions particulières (Groenland, latitudes équatoriales, Rocheuses) où le biais de la précipitation peut être important ;
- on a généralement un excès de précipitation de la part du MRCC5 sur une partie de l'Atlantique ;
- les patrons de la variabilité transitoire sont bien reproduits, mais le modèle surestime la variabilité de la précipitation sur l'ouest de l'Atlantique.

L'étude qualitative des cartes a permis également d'extraire des informations sur les différents patrons de circulation (Oscillation Nord-Atlantique, dépression d'Islande, anticyclone des Bermudes). La confrontation des résultats des simulations a servi à juger l'influence de la dimension ou de la résolution des domaines.

Une résolution plus fine du modèle a montré que :

- les distributions spatiales de la variabilité de la précipitation, ainsi que ses biais, sont beaucoup plus détaillés alors qu'ils ne l'étaient pas avec une résolution plus grossière ;
- sur les moyennes saisonnières et ses biais, l'influence est faible ; à noter la génération de détails de petite échelle pour T2m dans des zones à topographie marquée (e.g. le Groenland) ;
- la valeur ajoutée est négligeable sur les champs du GZ500, de UV250 et de la PN, car ce sont des champs fortement dominés par les grandes échelles, ce qui donne ainsi peu de chance d'ajouter de la valeur ajoutée dans les petites échelles de ces champs [Di Luca et al., 2015].

La dimension du domaine joue aussi un rôle non négligeable :

- les biais sur les moyennes et variabilités de champs tel UV250 et le GZ500 sont réduits sur un domaine moins étendu ; pour le champ de la T2m, un domaine plus petit limite plus légèrement ces biais, sauf dans les latitudes arctiques où l'influence de la taille du domaine ne semble jouer aucun rôle ;
- les écarts sur les moyennes saisonnières de la précipitation au-dessus de l'Océan Atlantique, ainsi que ses biais avec CRU et GPCP au Groenland et aux États-Unis, sont réduits sur un domaine plus petit ;
- le calcul des moyennes de la précipitation laisse persister des effets de bords ; concernant la variabilité et ses biais, on ne constate aucune différence notable.

La réduction de ces biais, sur un domaine moins vaste, semble liée à une variabilité interne plus faible.

La valeur ajoutée d'un MRC varie donc selon la variable météorologique, la métrique utilisée, l'échelle temporelle, la saison et le domaine [Mearns et al., 2014].

À un niveau plus local :

- le modèle capte bien le spectre et les extrêmes de la précipitation journalière (avec une tendance à surestimer les maximums estivaux), sensiblement plus performant avec une résolution plus fine, mais sous-estime la proportion de jours secs, sauf au point Atlantique ; un léger biais, sec ou humide, est constaté dans la moyenne ;
- les cycles annuels de précipitation montrent une assez bonne concordance avec les observations pour Halifax, de bons résultats pour St. John's et des biais plus importants pour le point Atlantique ;

- le MRCC5 capte le spectre et les extrêmes de température, mais a tendance à surestimer les températures « chaudes » et à sous-estimer celles « froides » en hiver, cette tendance s'inversant en été ;
- les cycles annuels de la température à 2 m sont très bien modélisés pour les trois zones d'intérêt ;
- le gain apporté sur les cycles et distributions par une résolution plus fine est limité.

Ces divers biais du MRCC5 sont principalement dus aux incertitudes des champs de grande échelle fournis par le modèle pilote et au traitement de la physique aux CFL. Également en cause, les imprécisions dans la dynamique et physique du MRC et l'inconsistance dans ces deux dernières entre le MRC et son pilote [Hong et al., 2014]. Voyons ce qui pourrait être fait pour améliorer les performances du modèle.

Il serait tout à fait souhaitable d'envisager une continuation de l'étude via :

- une compréhension plus approfondie de l'origine des biais, e.g. savoir quelle composante du budget énergétique en surface (radiation nette de courte ou grande longueur d'onde, flux de chaleur latente ou sensible), est responsable du biais en température à 2 m [Leung, 2012] ;
- l'utilisation d'autres outils statistiques (médiane, étude des extrêmes, covariance) ;
- des projections climatiques permettant d'avoir une appréciation des changements sur le climat à petite échelle dans des régions à fort impact potentiel ;
- une étude de la distribution en intensité-fréquence de la précipitation sur 3 h plutôt que sur 24 h, ainsi qu'une analyse de la variabilité synoptique de la précipitation, afin d'analyser l'effet du changement de résolution.

Des études de sensibilité peuvent également être menées comme :

- une résolution de 0.11° afin de voir son influence principalement sur la précipitation (variabilité transitoire, cycle annuel et distribution) et la température (distribution) au niveau local ;
- un modèle couplé atmosphère-océan afin de mieux représenter les températures de surface océanique et utiliser pleinement le forçage haute résolution de l'océan [Hong et al., 2014] ;
- un pilotage bidirectionnel (« *two-way nesting* ») qui peut permettre une rétroaction entre les champs météorologiques à l'intérieur du MRC et les CFL du modèle de pilotage [Laprise, 2008].

Ici, l'utilisation de la technique de pilotage spectral des grandes échelles (pour une plus grande fidélité aux données de pilotage) n'apporterait rien de plus aux simulations, car les variables de la PN, du GZ500 ou de UV250 sont très bien reproduites par le MRCC5. Toutefois, il pourrait être utile de faire des simulations sur le grand domaine en utilisant le pilotage spectral pour l'étude de la T2m ou de la PR, même si ces champs sont de petite échelle.

Le MRCC5 reste un formidable outil climatique dans lequel la résolution du maillage et la taille du domaine peuvent être choisies. Seul son coût informatique peut en restreindre son utilisation systématique. Des initiatives internationales telle CORDEX sont ainsi saluées, car elles permettent l'étude de la sensibilité des modèles régionaux à certains facteurs (localisation et dimension du domaine, paramétrage physique, résolution, CFL). Outre une meilleure compréhension de la climatologie régionale et locale, CORDEX généralise également l'exploitation des modèles régionaux à des fins d'études d'impact du changement climatique.

ANNEXE A

A.1 FORMULATION LAM DU MRCC5

L'équation de la formulation LAM du MRCC5, en tenant compte du terme de correction et de la zone éponge, est la suivante :

Éq. (4.1) [Laprise, 2008]

$$\begin{aligned} \Psi(X, Y, Z, t + \Delta t) = & \Psi_f(X, Y, Z, t + \Delta t) + \alpha_\Psi(X, Y, Z) \left[\Psi_0(X, Y, Z, t + \Delta t) - \Psi_f(X, Y, Z, t + \Delta t) \right] \\ & + (-1)^n \beta_\Psi(X, Y, Z) \nabla^{2n} \left[\Psi_0(X, Y, Z, t + \Delta t) - \Psi_f(X, Y, Z, t + \Delta t) \right] \\ \text{avec } \Psi_f(X, Y, Z, t + \Delta t) = & \mathbf{L}_1^{-1} \mathbf{R}(X, Y, Z; t - \Delta t, t). \end{aligned}$$

Ψ est une variable dépendante, Ψ_0 la valeur des données de pilotage ; \mathbf{L}_1 est un opérateur différentiel linéaire 3-D ; \mathbf{R} regroupe les contributions explicites du paramétrage et des termes non-linéaires de la dynamique ; α_Ψ et β_Ψ sont respectivement les coefficients de relaxation et de diffusion.

ANNEXE B

B.1 BASES DE DONNÉES

Nom & Type	Période & fréquence	Grille	Variable(s) principale(s)	Référence / source
ERA-Interim Réanalyse	Du 01/1979 au 04/2013 6 h	Globale 0.75° (≈ 80 km)	TT, T2m, HU, UU, VV, GZ, P0	http://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/era-interim-dataset-january-1979-present http://crystal.sca.uqam.ca/wiki/index.php/Obs_ReAnalysis-ERA-Interim
CRU_TS_3.1 Observations	Du 01/1901 au 12/2009 Mensuelle	Globale 0.5° (terre uniquement)	PR, T2m	http://crystal.sca.uqam.ca/wiki/index.php/Obs_ReAnalysis-ERA-Interim
GPCP2 v1.2 Observations	Du 10/1996 au 01/2013 Journalière et mensuelle	Globale 1°	PR	http://crystal.sca.uqam.ca/wiki/index.php/Obs_ReAnalysis-ERA-Interim
Halifax Citadel St. John's Airport	1840 – 2015 Horaire, journalière et mensuelle	-	PR, T2m	http://climat.meteo.gc.ca/advanceSearch/sear.chHistoricData_f.html-stnNameTab

Tableau B.1 Caractéristiques des bases de données utilisées pour le pilotage aux frontières et la validation

ANNEXE C

C.1 NIVEAUX DU MODÈLE MRCC5

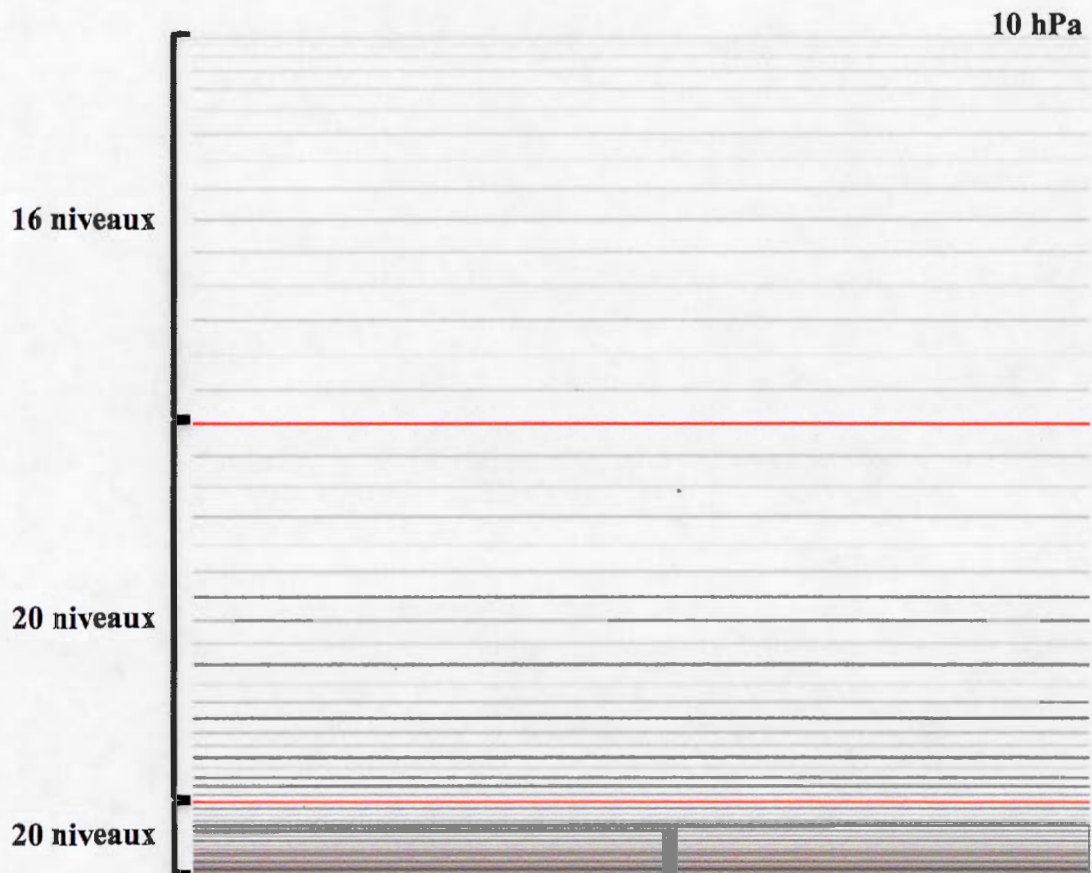


Figure C.1 Niveaux modèle. À titre indicatif, les lignes rouges délimitent chacune 20 niveaux selon l'altitude ; on voit ainsi que les basses couches atmosphériques présentent un maillage vertical important par rapport à la moyenne et haute atmosphère.

ANNEXE D

D.1 CARACTÉRISTIQUES GÉOMÉTRIQUES DES DOMAINES

Ci-dessous, quelques données géométriques des trois domaines incluant les zones de pilotage et éponge.

D.1.1 Domaine 1

```
Grd_typ_S='LU',  
Grd_dx      = 0.44 ,    Grd_dy      = 0.44,  
Grd_ni      = 260      ,    Grd_nj      = 210 ,  
Grd_iref    = 110      ,    Grd_jref    = 110 ,  
Grd_lonr    = 175.0    ,    Grd_latr    = 5.0 ,  
Grd_xlat1   = 32.50    ,    Grd_xlon1   = -60.00,  
Grd_xlat2   = 10.      ,    Grd_xlon2   = 40.00,
```

D.1.2 Domaine 2_0.44

```
Grd_typ_S='LU',  
Grd_dx      = 0.44 ,    Grd_dy      = 0.44,  
Grd_ni      = 170      ,    Grd_nj      = 170 ,  
Grd_iref    = 55       ,    Grd_jref    = 65  ,  
Grd_lonr    = 175.0    ,    Grd_latr    = 5.0 ,  
Grd_xlat1   = 35.00    ,    Grd_xlon1   = -75.00,  
Grd_xlat2   = 0.       ,    Grd_xlon2   = 0.00,
```

D.1.3 Domaine 2_0.22

```
Grd_typ_S='LU',  
Grd_dx      = 0.22 ,    Grd_dy      = 0.22,  
Grd_ni      = 308      ,    Grd_nj      = 308 ,  
Grd_iref    = 90       ,    Grd_jref    = 112 ,  
Grd_lonr    = 174.89   ,    Grd_latr    = 4.89 ,  
Grd_xlat1   = 35.00    ,    Grd_xlon1   = -75.00,  
Grd_xlat2   = 0.       ,    Grd_xlon2   = 0.00,
```


ANNEXE E

E.1 COMPARAISON GÉOGRAPHIE / POINTS MODÈLE

Les figures suivantes illustrent, pour les deux résolutions $\Delta x = 0.44^\circ$ et $\Delta x = 0.22^\circ$, aux stations Halifax et St. John's, l'écart entre la réalité géographique et les points centraux des cellules numériques du MRCC5 utilisées pour l'analyse statistique. Ces points forment une figure inclinée, car la grille du modèle est tournée.

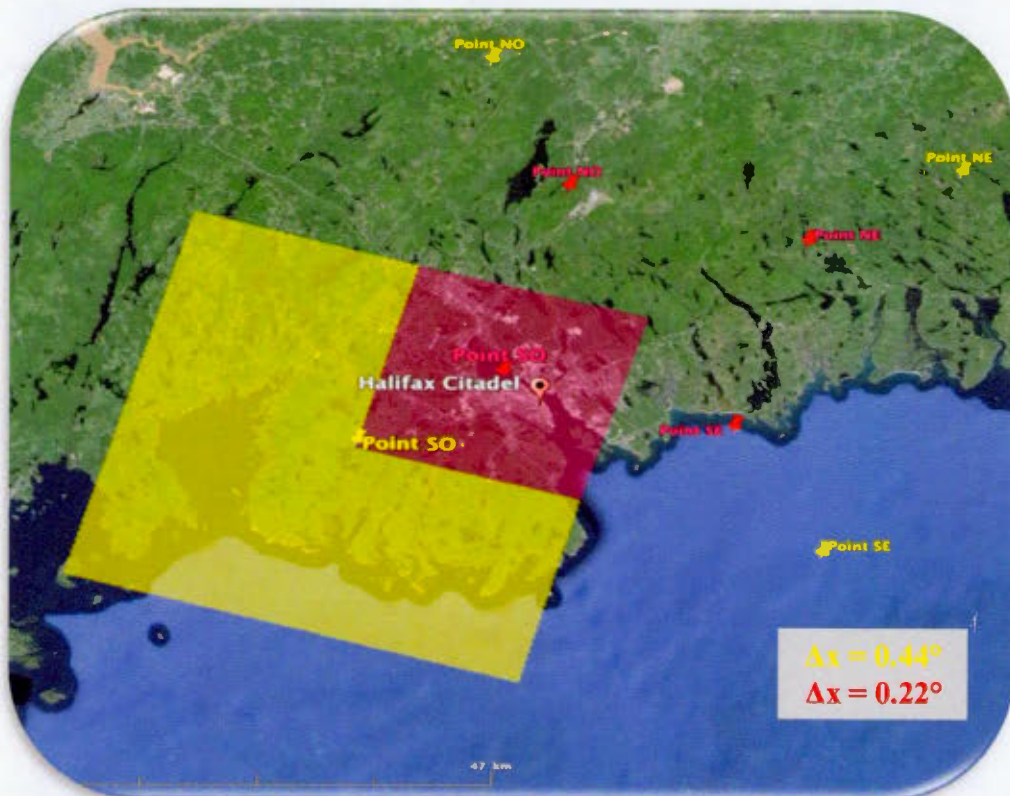


Figure E.1 Localisation géographique de la station de Halifax Citadel, avec les points de grille du modèle pour les résolutions de simulation 0.44° et 0.22° . Les zones jaunies et rosées représentent respectivement la cellule numérique du modèle à $0.44^\circ/0.22^\circ$ centrée au point de grille SO/SO.

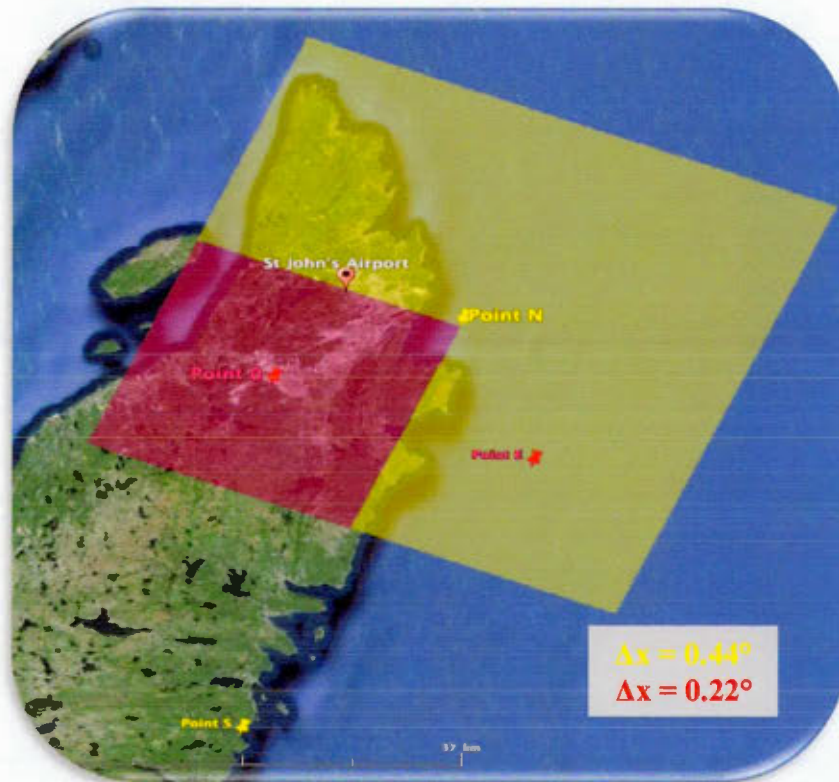


Figure E.1 Localisation géographique de la station de St. John's Airport, avec les points de grille du modèle pour les résolutions de simulation 0.44° et 0.22° . Les zones jaunies et rosées représentent respectivement la cellule numérique du modèle à $0.44^\circ/0.22^\circ$ centrée au point de grille N/O.

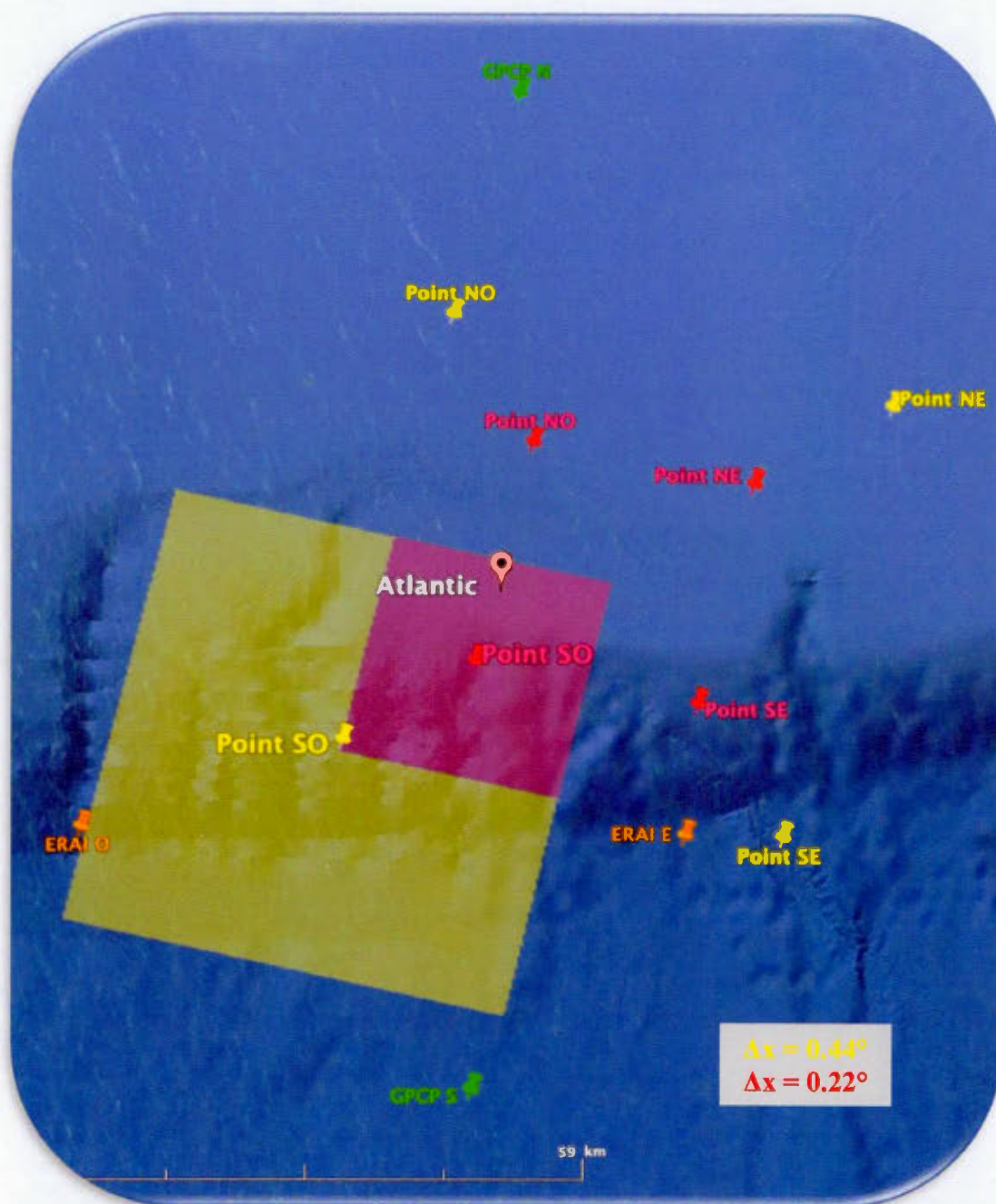


Figure E.2 Localisation géographique du point Atlantique, avec les points de grille du modèle pour les résolutions de simulation 0.44° et 0.22° , et des points GPCP et ERA-Interim. Les zones jaunies et rosées représentent respectivement la cellule numérique du modèle à $0.44^\circ/0.22^\circ$ centrée au point de grille SO/SO.

ANNEXE F

F.1 COMPARAISON AVEC D'AUTRES ÉTUDES

F.1.1 Domaine 1 vs [Martynov et al., 2013]

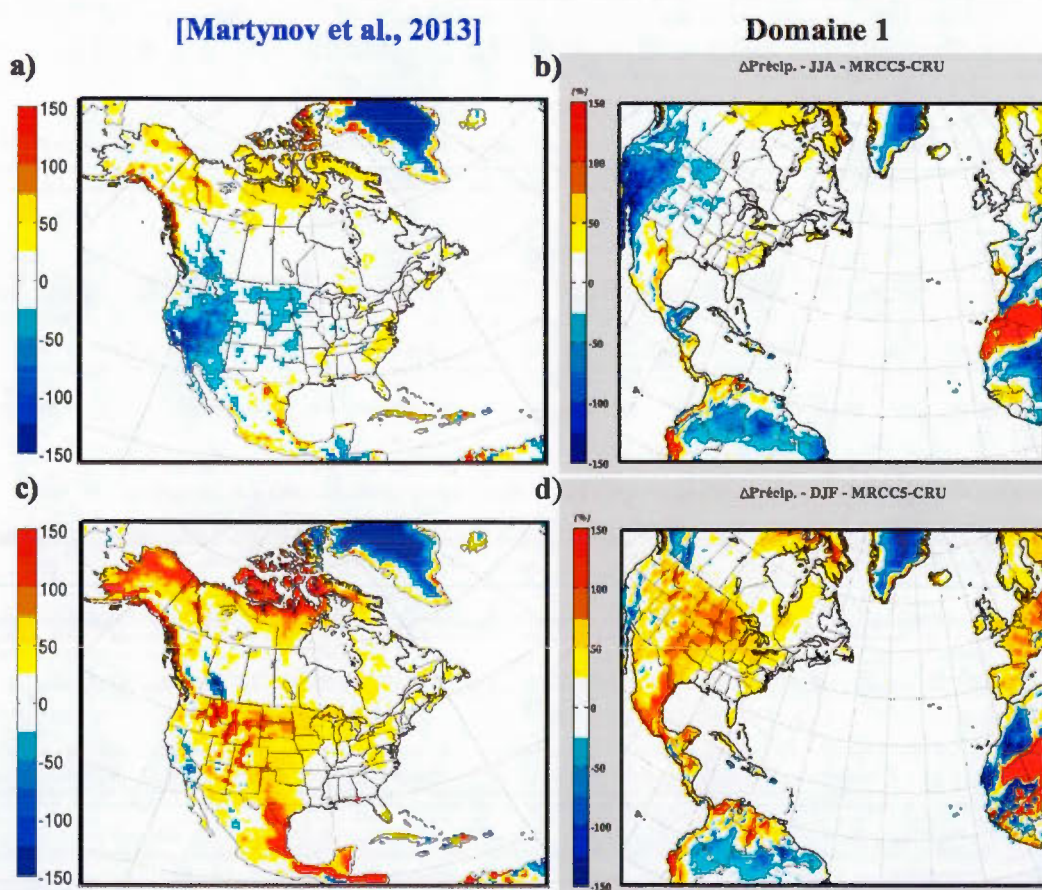


Figure F.1 Biais absolu (%) de la précipitation sur (a & c) le domaine de [Martynov et al. \(2013\)](#) ($\Delta x = 0.44^\circ$) et (b & d) le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$) avec CRU_TS_3.1, pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1998-2008

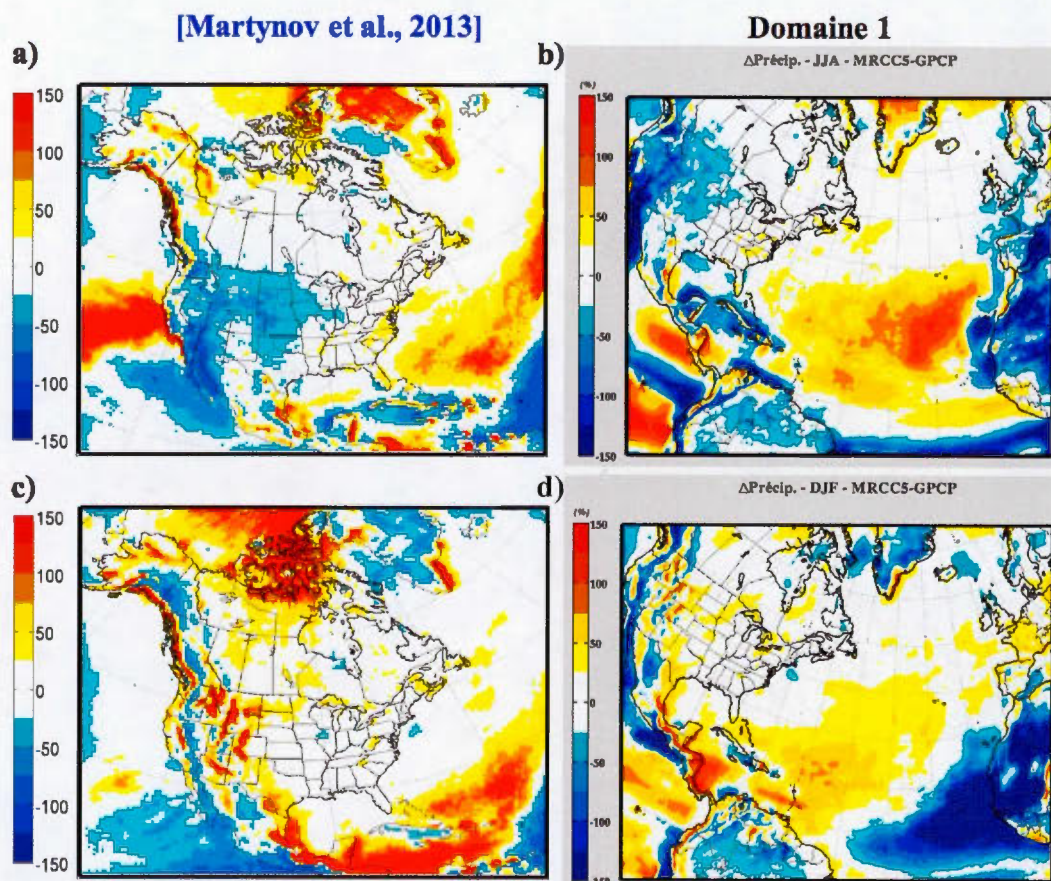


Figure F.2 Biais absolu (%) de la précipitation sur (a & c) le domaine de [Martynov et al., \(2013\)](#) ($\Delta x = 0.44^\circ$) et (b & d) le domaine 1 ($\Delta x = 0.44^\circ$) avec GPCP2 v1.2, pour (a & b) JJA et (c & d) DJF, sur la période 1998-2008

RÉFÉRENCES

- [Alexandru et al., 2007] Alexandru A., de Elía R. et Laprise R., *Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale*. Month. Wea. Rev., 135 (9), 3221–3238.
- [Alpert et al., 1996] Alpert P., Krichak S. O., Krishnamurti T. N., Stein U. et Tsidulko M., *The relative roles of lateral boundaries, initial conditions, and topography in mesoscale simulations of Lee cyclogenesis*. J. Appl. Meteo., 35, 1091–1099.
- [Antic et al., 2004] Antic S., Laprise R., Denis B. et de Elía R., *Testing the downscaling ability of the one-way nested regional climate model in regions of complex topography*. Clim. Dyn., 23, 473–493.
- [Barnett, 1978] Barnett T. P., *Estimating variability of the surface air temperature in the Northern Hemisphere*. Month. Wea. Rev., 106, 1353–1367.
- [Caron, 2011] Caron L-P., *Simulations of tropical cyclones and african easterly waves in high- and low-resolution climate models*. Thèse UQÀM, 163 pages.
- [Castro et al., 2007] Castro C. L., Pielke R. A., Adegoke J. O., Schubert S. D., Pegion P. J., *Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)*. Part II: model climate variability. J. Clim., 20, 3866–3887, doi: 10.1175/JCLI4212.1.
- [CCSP, 2008] Bader D. C., Covey C., Gutowski Jr. W. J., Held I. M., Kunkel K. E., Miller R. L., Tokmakian R. T. et Zhang M. H., *Climate Models: An Assessment of*

Strengths and Limitations. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research ; Department of Energy, Office of Biological and Environmental Research, Washington, D.C., USA, 124 pages.

[Côté et al., 1998] Côté J., Gravel S., Métot A., Patoine A., Roch M. et Staniforth A., *The operational CMC-MRB Global Environmental Multiscale (GEM) model. Part 1: Design considerations and formulation*. Month. Wea. Rev., 126, 1373-1395.

[Davies, 1976] Davies H. C., *A lateral boundary formulation for multi-level prediction models*. Quart. J. R. Meteo. Soc., 102, 405–418.

[Dee et al., 2011] Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N. et Vitart F., *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. Quart. J. R. Meteo. Soc., 137, 553–597, doi: 10.1002/qj.828.

[de Elia et al., 2013] de Elia R., Biner S., Frigon A., *Interannual variability and expected regional climate change over North America*. Clim. Dyn., doi: 10.1007/s00382-013-1717-9.

[Denis et al., 2002] Denis B., Laprise R., Caya D. et Côté J., *Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment*. Clim. Dyn., doi: 10.1007/s00382-001-0201-0.

[Denis et al., 2003] Denis B., Laprise R. et Caya D., *Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions*. Clim. Dyn., 20, 107–126.

[Díez et al., 2005] Díez E., Primo C., García-Moya J. A., Gutiérrez J. M., Orfila B., *Statistical and dynamical downscaling of precipitation over Spain from DEMETER seasonal forecasts*. Tellus 57A, 409–423.

[Di Luca et al., 2013] Di Luca A., de Elia R., Laprise R., *Potential for small scale added value of RCM's downscaled climate change signal*. Clim. Dyn.; 40 (3–4), 601–618, doi: 10.1007/s00382-012-1415-z.

[Di Luca et al., 2015] Di Luca A., de Elia R., Laprise R., *Challenges in the quest for added value of regional climate dynamical downscaling*. Curr. Clim. Chan. Rep.; 1, 10–21, doi: 10.1007/s40641-015-0003-9.

[Dinse, 2009] Dinse K., *Climate Variability and Climate Change : What is the difference ?*. Michigan Sea Grant Clim. Chan. Fact Sheet Series, MICHU-11-703.

[Dorn et al., 2000] Dorn W., Dethloff K. et Rinke A., *Distinct circulation states of the Arctic atmosphere induced by natural climate variability*. J. Geophys. Res., 105 (D24), 29659–29668.

[Gauthier et al., 1996] Gauthier P., Koclas P. et Charrette C., *Implementation of a 3D variational analysis at the Canadian Meteorological Centre*. XIth Americ. Meteo. Soc., Conf. on Numerical Weather Prediction, Norfolk, Virginia.

[Fennessy et al., 2000] Fennessy M. J., Shukla J., *Seasonal prediction over North America with a regional model nested in a global model*. J. Clim., 13, 2605–2627.

[Gula et al., 2012] Gula J. et Peltier W. R., *Dynamical downscaling over the Great Lakes Basin of North America using the WRF Regional Climate Model : The impact of the Great Lakes system on regional greenhouse warming*. J. Clim., 25, 7723–7742.

[Giorgi et al., 2000] Giorgi F. et Bi X., *A study of internal variability of a regional climate model*. J. Geophys. Res., 105, 503–521.

- [Giorgi et al., 2009] Giorgi F., Jones C. et Asrar G. R., *Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework*. WMO, 58, 175-183.
- [Gleckler et al., 2008] Gleckler P., Taylor K. et Doutriaux C., *Performance metrics for climate models*. J. Geophys. Res. Atmos., 113 (D06).
- [Hall, 2014] Hall A., *Projecting regional change*. Science, 346, 1461, doi: 10.1126/science.aaa0629.
- [Haylock et al., 2008] Haylock M. R., Hofstra N., Klein Tank A. M. G., Klok E. J., Jones P. D. et New M., *A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950-2006*. J. Geophys. Res., 113 (D20), doi: 10.1029/2008JD10201.
- [Hernández-Díaz et al., 2012] Hernández-Díaz L., Laprise R., Sushama L., Martynov A., Winger K. et Dugas B., *Climate simulation over the CORDEX-Africa domain using the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5)*. Clim. Dyn., doi: 10.1007/s00382-012-1387-z.
- [Hohenegger et al., 2008] Hohenegger C., Brockhaus P. et Schär C., *Towards climate simulations at cloud-resolving scales*. Meteor. Z., 17, 383–394.
- [Hong et al., 2012] Hong S.-Y. et Dudhia J., *Next-generation numerical weather prediction: bridging parameterization, explicit clouds, and large eddies*. Bull. Americ. Meteor. Soc., 93, ES6-ES9, <http://dx.doi.org/10.1175/2011BAMS3224.1>.
- [Hong et al., 2014] Hong S.-Y. et Kanamitsu M., *Dynamical downscaling: fundamental issues from an NWP point of view and recommendations*. Asia-Pac. J. Atmos. Sci., doi: 10.1007/s13143-014-0029-2.
- [Hwang et al., 2010] Hwang S.-O. et Hong S.-Y., *Investigation of moisture field*

assimilation in the NCEP/DOE reanalysis system. J. Atmos. Sol. - Terr. Phys., 72, 556-564.

[IPCC, 2007] Randall D. A., Wood R. A., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R. J., Sumi A. et Taylor K. E., *Climate models and their evaluation. In: Climate Change 2007: the Physical Science Basis*. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M. et Miller H. L. (eds.)], Cambr. Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

[IPCC, 2013] Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S. C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C. et Rummukainen M., *Evaluation of Climate Models. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. et Midgley P. M. (eds.)]; Cambr. Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

[Jones et al., 1995] Jones R. G., Murphy-J. M. et Noguer M., *Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. In: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries*. Quart. J. Roy. Meteo. Soc., 121 (526), 1413-1449, doi: 10.1002/qj.49712152610.

[Kjellström et al., 2014] Kjellström E., Fowler H. J., Kendon E. J., Leung R. et Truhetz H., *Taking the Next Step Towards Very-High-Resolution Regional Climate Modeling*. 7th International Scientific Conference on the Global Water and Energy Cycle, GEWEX, 24 (3), 4-5.

[Kendon et al., 2014] Kendon E. J., Roberts N. M., Fowler H. J., Roberts M. J., Chan

S. C. et Senior C. A., *Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model*. Nat. Clim. Chan., 4, 570–576, doi: 10.1038/nclimate2258.

[Laprise, 2008] Laprise R., *Regional climate modeling*. J. Comput. Phys., 227, 3641–3666, doi: 10.1016/j.jcp.2006.10.024.

[Laprise et al., 2012] Laprise R., Kornic D., Rapaic M., Šeparović L., Leduc M., Nikiema O., Di Luca A., Diaconescu E., Alexandru A., Lucas-Picher P., de Elia R., Caya D. et Biner S., *Considerations of domain size and large-scale driving for nested regional climate models: impact on internal variability and ability at developing small-scale details*. Clim. Chan., 181-199, doi: 10.1007/978-3-7091-0973-1_14.

[Leduc et al., 2009] Leduc M. et Laprise R., *Regional climate model sensitivity to domain size*. Clim. Dyn., 32 (6), 833–854, doi: 10.1007/s00382-008-0400-z.

[Leung, 2012] Leung L. R., *Regional Climate Models*. Encycl. of Sustain. Science and Techno., doi: 10.1007/978-1-4419-0851-3.

[Lucas-Picher et al., 2012] Lucas-Picher P., Wulff-Nielsen M., Christensen J. H., Aðalgeirsdóttir G., Mottram R. et Simonsen S. B., *Very high resolution regional climate model simulations over Greenland: Identifying added value*. J. Geophys. Res., 117 (D02), doi: 10.1029/2011JD016267.

[Marbaix et al., 2003] Marbaix P., Gallée H., Brasseur O. et Van Ypersele J.-P., *Lateral boundary conditions in regional climate models: a detailed study of the relaxation procedure*. Month. Wea. Rev., 131, 461-479.

[Martynov et al., 2013] Martynov A., Laprise R., Sushama L., Winger K., Šeparović L. et Dugas B., *Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: model performance*

evaluation. Clim. Dyn., 41, 2973–3005, doi: 10.1007/s00382-013-1778-9.

[Mearns et al., 2014] Mearns L.O., Bukovsky M.S., Pryor S.C. et Magaña V., *Downscaling of Climate Information*. Climate Change in North America, Region. Clim. Stud., G. Ohring (ed.), doi: 10.1007/978-3-319-03768-4_5.

[Oliger et al., 1978] Oliger J. et Sundström A., *Theoretical and practical aspects of some initial boundary value problems in fluid dynamics*. J. Appl. Math., 35, 419-446.

[Ramamasy et al., 2007] Ramamasy S. et Baas S., *Climate variability and change : adaptation to drought in Bangladesh*. Case Study, FAO of the United Nations and ADPC (Rome), 9.

[Rojas, 2006] Rojas M., *Multiply nested regional climate simulation for southern America: sensitivity to model resolution*. Month. Wea. Rev., 134, 2208-2223.

[Rummukainen, 2010] Rummukainen M., *State-of-the-art with regional climate models*. Wiley Interdisc. Rev.: climate change, 1 (1), 82-96, doi: 10.1002/wcc.008.

[Schmidli et al., 2007] Schmidli J., Goodess C. M., Frei C., Haylock M. R., Y. Hundechea Y., Ribalaygua J. et Schmith T., *Statistical and dynamical downscaling of precipitation: an evaluation and comparison of scenarii for the European Alps*. J. Geophys. Res., 112 (D04), doi: 10.1029/2005JD007026.

[Scinocca et al., 2015] Scinocca J. F., Kharin V. V., Jiao Y., Qian M. W., Lazare M., Solheim L., Flato G. M., Biner S., Desgagne M. et Dugas B., *Coordinated Global and Regional Climate Modelling*. J. Clim., doi: 10.1175/JCLI-D-15-0161.1.

[Semenov et al., 2003] Semenov V. A. et Bengtsson L., *Modes of the wintertime Arctic temperature variability*. Geophys. Res., 30 (15), doi: 10.1029/2003GL017112.

[Šeparović et al., 2013] Šeparović L., Alexandru A., Laprise R., Martynov A.,

Sushama L., Winger K., Tete K. et Valin M., *Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model*. Clim. Dyn., 41, 3167–3201, doi: 10.1007/s00382-013-1737-5.

[Staniforth, 1997] Staniforth A., *Regional modeling: a theoretical discussion*. Meteo. and Atmos. Phys., 63, 15-29.

[Uppala et al., 2008] Uppala S., Dee D., Kobayashi S., Berrisford P. et Simmons A., *Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-interim*. ECMWF Newslet., 115, 12–18.

[von Storch et al., 2000] von Storch H., Langenberg H. et Feser F., *A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes*. Month. Wea. Rev., 128, 3664-3673.

[Walther et al., 2013] Walther A., Jeong J.-H., Nikulin G., Jones C. et Chen D., *Evaluation of the warm season diurnal cycle of precipitation over Sweden simulated by the Rossby Centre regional climate model RCA3*. Atmos. Res., 119, 131–139.

[Weisse et al., 2009] Weisse R., von Storch H., Callies U., Chrastansky A., Feser F., Grabemann I., Guenther H., Pluess A., Stoye T., Tellkamp J., Winterfeldt J. et Woth K., *Regional meteorological marine reanalyses and climate change projections: results for Northern Europe and potentials for coastal and offshore applications*. Bull. Americ. Meteo. Soc., 90, 849–860.

[Yang et al., 2005] Yang D., Kane D., Zhang Z., Legates D. et Goodison B., *Bias-corrections of long-term (1973–2004) daily precipitation data over the northern regions*. Geophys. Res., 32 (L19), doi: 10.1029/2005GL024057.

[Yeh et al., 2002] Yeh K.-S., Côté J., Gravel S., Méthot A., Patoine A., Roch M., Staniforth A., *The CMC-MRB Global Environment multiscale Model (GEM). Part 3:*

Non-hydrostatic formulation. Month. Wea. Rev., 130, 339-356.